



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

GEOQUÍMICA Y COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE ESTRONCIO DE LAS FORMACIONES
SEDIMENTARIAS MESOZOICAS DE LA CUENCA DEL RÍO MAIPO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

JAVIERA MILLARAY GONZÁLEZ CARIQUEO

PROFESORA GUÍA:

ALIDA PÉREZ FODICH

PROFESOR CO-GUÍA:

MARCO PFEIFFER JAKOB

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:

MATÍAS PEÑA GÓMEZ

SANTIAGO DE CHILE

2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Javiera Millaray González Cariqueo
FECHA: 2022
PROFESORA GUÍA: Alida Pérez Fodich

GEOQUÍMICA Y COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE ESTRONCIO DE LAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS MESOZOICAS DE LA CUENCA DEL RÍO MAIPO

Las rocas sedimentarias de la cuenca del río Maipo, ubicada en la zona central de Chile entre los 33 y 34°S aproximadamente, tiene un limitado registro sobre su composición isotópica de Sr. Esta información es potencialmente útil para determinar el origen de los solutos producidos por la disolución de las rocas de la cuenca del Río Maipo, para lo cual es necesario conocer la composición isotópica del Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de las principales litologías que afloran en esta. En este trabajo, se compiló la información isotópica disponible y se realizó la una caracterización geoquímica e isotópica de algunas formaciones sedimentarias mesozoicas que afloran en la cuenca, las que corresponden a las formaciones: Río Colina, Río Damas, Lo Valdés y Colimapu, encontradas en la Cordillera Principal; y Lo Prado y Las Chilcas, ubicadas en la Cordillera de la Costa, de las que se extraen rocas carbonáticas, clásticas, bituminosas e ígneas.

La base de datos recopilada revela la existencia de dos grupos de rocas ígneas: el grupo C1, compuesto por rocas cuaternarias, posee razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70441 y 0.70591, las cuales han sido asociadas a contaminación magmática en la base de la corteza o a enriquecimiento de la fuente del manto ligado a erosión por subducción; y el grupo C2, conformado por rocas neógenas y paleógenas que tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70337 y 0.70435, asociadas a una fuente magmática proveniente directamente del manto. Por su parte, entre las rocas extraídas de las formaciones sedimentarias mesozoicas, se tienen las siguientes razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las: 1) Rocas carbonáticas: 0.707191 \pm 0.00014 de fm. Lo Valdés, coincidente con firmas oceánicas; 0.7059594 de fm. Río Colina; 0.70665971 de fm. Lo Prado y 0.704143 \pm 0.000023 de fm. Las Chilcas, asociadas a ambientes de cuencas acuáticas salobres subcontinentales; 2) Rocas clásticas: 0.705236 \pm 0.00049 de fm. Río Damas, relacionadas a una fuente magmática evolucionada o enriquecida; 0.709376 \pm 0.000002, 0.712359 y 0.70665442 de fm. Lo Prado, con una variabilidad isotópica que interpreta distintas fuentes sedimentarias, y 0.703841 \pm 0.00004 de fm. Colimapu, donde la roca ígnea actúa como fuente de la roca clástica; y 3) Bituminosas: 0.707151 y 0.709618 de fm. Río Colina, asociadas a posible alteración con cantidades altas de carbonatos secundarios. En general, los óxidos de elementos mayores distinguen a las rocas carbonáticas, junto con las rocas bituminosas de las formaciones Lo Valdés y Las Chilcas, de las rocas clásticas y las rocas bituminosas de la fm. Río Colina. A partir del Índice de Alteración Química (CIA) de las rocas clásticas de las fm. Río Damas y Lo Prado, se indica una baja meteorización (45 – 62). Además, los patrones de REE de algunas rocas calcáreas destacan anomalías negativas de Ce, sugiriendo que fueron formadas a partir de aguas de fondo marino subóxicas.

Dentro de la cuenca del río Maipo, es parcialmente posible identificar las litologías que aportan solutos a la red hídrica a partir de su meteorización. Así, solo son distinguibles del resto las rocas carbonáticas de las formaciones Lo Prado y Río Colina, las rocas clásticas de la fm. Lo Prado y las rocas de la fm. Colimapu, sin diferenciar la naturaleza de las últimas.

A mi mamá y a la Selmi

A la Ñuke Mapu

Sigue en pie disfrutando de la humedad de la montaña, del viento entre tus diversas hojas, de los ríos y riachuelos abriendo paso entre el bosque. De tus insectos, de tus flores con olorcito a miel. De tu hermosa forma de generar valles y acumular aguas con espíritus danzantes, de estas rocas imponentes, del frío, del sol, del mate, del hogar. De las miradas profundas, del silencio lleno de historias, de las caricias que

encienden el alma.

Enraizada a ti me dejas al tocarme con tu sublime aroma.

Agradecimientos

Primero que todo quiero agradecer a mis profes y al proyecto “Origen de los Carbonatos Pedogenéticos en la Zona Mediterránea de Chile y su Relevancia como Reservorio de Carbono” por el financiamiento. Gracias a los profes Alida y Marco, sus conocimientos modificaron tanto de mí. Gracias por mostrarme caminos y motivaciones para seguir comprendiendo esta linda Tierra. Gracias Matías, por el apañe con las muestras, y también a Fernando, por la buena onda. Gracias Blanca, por tu buena onda, disposición y ayuda!!!!

Que extraño es estar aquí, cerrando ciclos y sintiéndome tan llena de confianza y amor. Y es que todo esto que siento se lo atribuyo a quienes han caminado conmigo, a quienes amo y disfruto. Agradezco profundamente a mis amigas de la U. A la Fani, Meli y Feña, siempre las llevo en el cora. A la Karin, por tu escucha infinita y tu compañía siempre chistosa jiji. A la Sayén, por nuestra casita en la villa, por la música, el amor y la complicidad. Agradezco también a mis amigos. Al Shaggi, sin tu apañe no habría podido escribir esta tesis, gracias por estar, gracias por la cumbia. Gracias Miguel, por las risas. Gracias a mis amigues de la vida. Gracias Pía, hermanita tu voz es elixir pa mi alma y tu arte me llena de magia, gracias por estar desde tantas vidas. Gracias Alegría, por tu compañía fiel y tu alucinante arte. Gracias a mis amigues de geo. Gracias Gabriela Zelaya (kedifcilresumiresteamor). Amiga, eres fuerza, cariño, magia y hogarcito, te amo tanto. Gracias Caro Monsalve, por tu escucha y tu abrazo siempre acogedor. Gracias a todas las hermosas cabras de geo que conocí durante estos años. Gracias Diego, por tu bella disposición a enseñar y por tus bailes. Gracias a mis amigos Fonchito, mi rey sabroso Guti (jajja), Alvarito y Alonso, le dieron sazón de la wena a mi geovida. Gracias CarolindaAmelia, erí tan bkn que vo tení que ser si o si de la Tierra amika ajaj, inspiras con tu simpleza, capacidad, disposición y claridad de mente, gracias por tu amistad, realmente es de esos lindos tesoritos que me regaló la vida. Gracias PaulaJosefa... amiga, que difícil acotar mis gracias. Gracias por saber desde el día 1 que íbamos a ser amigas, por nutrir mi alma con reflexiones profundas, por tu escucha inagotable, tu punto de vista siempre libre de prejuicios. Gracias por ser intensa, bruja de la experiencia, manantial del sentir, por tu arte y tu locura loquísima. Las amo.

Gracias papá, por enseñarme desde siempre que la alegría arma el camino. Gracias por las conversaciones profundas y por tu alma sensible, llena de arte y de energía. Por la música en el auto y las vueltas a la manzana para mojarnos bajo la lluvia. Gracias mamá, por ser tú tan simple y concreta. Por tu sonrisa, por tu estructura llena de amor y tu comida impresionantemente deliciosa. Gracias por compartir el arte, la meditación, los helados. Gracias por decirme las cosas sin pelos en la lengua. Por tu espíritu azul, que llena mi alma de flujo, que me limpia de los obstáculos e ilumina las soluciones. Sin tu apoyo, en todos y cada uno de los ámbitos de mi vida, no sería quien soy hoy, me compone tu respaldo. Te agradezco tu amor desde el primer instante que supiste que existía y agradezco nuestra casa junto al Miguel. Gracias Sergi, por tu apañe, tu ternura y amor incondicional. Gracias FeliAmuley, por ser compañía y amor genuino. Gracias por el arte que compartes y las reflexiones que siempre buscan sanar el espíritu. Amo mucho tu danza, movimiento y música. Gracias por que impulsas que mi alma se limpie y mi corazón se expanda. Gracias por apañarme en este proceso difícil, cariñito del bueno.

Quiero agradecerme a mí por el amor, la calma, la alegría y el aprendizaje ante el dolor. Gracias por el esfuerzo, el intento de crecer y por el arte que mis manos impregnan en el mundo, haciéndome sentir que la vida es pa disfrutar y amar. Por querer brotar de mi vientre y ser fuego en equilibrio.

*Finalmente, **Gracias Tierra, por ser hogar, alimento, medicina y meditación. Evolución y cambio constante, aprendizaje en cada rincón. Gracias amore.***

Tabla de contenido

1	Introducción	1
1.1	Hipótesis	2
1.2	Objetivos.....	2
1.3	Ubicación y vías de acceso	3
2	Metodología	5
2.1	Generación de una base de datos	5
2.2	Campañas de terreno.....	5
2.3	Procedimientos de laboratorio	6
2.4	Análisis e interpretación geoquímica e isotópica.....	7
3	Marco teórico	8
4	Marco geológico	14
4.1	Contexto tectónico y morfoestructural.....	14
4.2	Evolución tectonoestratigráfica mesozoica.....	16
4.3	Secuencias estratificadas.....	20
4.3.1	Formación Río Colina	20
4.3.2	Formación Río Damas	21
4.3.3	Formación Lo Prado	22
4.3.4	Formación Lo Valdés	23
4.3.5	Formación Colimapu	23
4.3.6	Formación Las Chilcas	24
5	Resultados	26
5.1	Compilación de una base de datos geoquímicos de las rocas ígneas.....	26
5.2	Geoquímica e isótopos de las secuencias mesozoicas	30
5.2.1	Elementos mayores	35
5.2.1.1	Índice de alteración química CIA	36
5.2.1	Razón isotópica, Rb y Sr	38
5.2.2	Patrones de Tierras Raras	40
6	Discusiones	44
6.1	Contaminación magmática y firma isotópica de rocas ígneas	44
6.2	Ambiente de formación y meteorización de las secuencias sedimentarias mesozoicas .	46
6.2.1	Signaturas oceánicas en rocas calcáreas	46
6.2.2.	Fuentes de proveniencia y meteorización de rocas clásticas y bituminosas	49

6.3	El Sr como trazador	51
7	Conclusiones	54
8	Bibliografía	56
	Anexos	71

1 Introducción

El Sr y el Rb son elementos traza alcalinos que, debido a su gran radio iónico, son incompatibles con la fase sólida durante el proceso de cristalización fraccionada de un magma, lo que implica que la corteza posea una mayor concentración de estos dos elementos en comparación con el manto. El Sr tiene un comportamiento químico similar al Ca, reemplazándolo en las estructuras minerales y, por lo tanto, abundando en rocas carbonatadas (White, 2013). De los dos isótopos naturales del Rb, el ^{87}Rb es el único radiactivo y se desintegra a uno de los cuatro isótopos naturales de Sr, el isótopo radiogénico ^{87}Sr , dándole vida al sistema isotópico Rb-Sr (White, 2013). Este sistema se ha utilizado ampliamente en ciencias ambientales a través de la medición de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ya que el Sr es un trazador geoquímico sensible que aporta información sobre los flujos de cationes y las características de sus fuentes y sumideros, por lo que se utiliza para evaluar los efectos del cambio climático en los ecosistemas terrestres (Capo et al., 1998). Más concretamente, con ayuda de los isótopos de Sr se ha logrado: rastrear las fuentes y el transporte de componentes en los ciclos sedimentario, hidrológico y biogeoquímico; reconstruir cambios temporales en la química del océano y aplicarlos en estudios de correlación estratigráfica y de variaciones de ciclos ecosistémicos; y datar el tiempo de formación de rocas y minerales (Banner, 2004), lo que ha impulsado técnicas como la Estratigrafía Isotópica de Estroncio (SIS) (Kuznetsov et al., 2018). Estas aplicaciones se sustentan en la variabilidad de las cantidades isotópicas de Sr de las rocas y reservorios geoquímicos terrestres, que depende esencialmente de la cantidad de ^{87}Rb que tengan y del tiempo transcurrido desde su formación.

Actualmente, la información sobre las relaciones isotópicas de Sr de las rocas que afloran en la cuenca del río Maipo es limitada, restringiéndose principalmente a las rocas ígneas de las Cordillera Principal. En el marco del proyecto FONDECYT “Origen de los Carbonatos Pedogenéticos en la Zona Mediterránea de Chile y su Relevancia como Reservorio de Carbono”, se hace necesario ampliar el registro isotópico hacia las rocas sedimentarias y contextualizar la información isotópica total de acuerdo con la evolución geológica de la cuenca del río Maipo, con el objetivo de obtener una caracterización geoquímica e isotópica más detallada y, finalmente, evaluar el potencial uso de la razón isotópica de Sr para la determinación de la fuente de solutos en las aguas del río Maipo, con ayuda de la técnica SIS, que determina la composición isotópica característica de cada una de las formaciones y unidades geológicas estudiadas, y del registro de cambios temporales en la composición isotópica de Sr del océano.

El océano desarrolla una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que es reflejo de las fuentes de todas rocas continentales meteorizadas transportadas al mar por los ríos, de los procesos de intercambio hidrotermal y de la diagénesis de los sedimentos marinos. Esta razón tiene un alto grado de homogeneidad, pues el tiempo de residencia del Sr en las aguas marinas (5×10^6 años) es mucho mayor que el tiempo de mezcla interoceánica (1.5×10^3 años) (McArthur et al., 2020). Cuando un sedimento se litifica en el fondo marino, guarda la signatura isotópica de las aguas contiguas, por lo tanto, la medición de la razón isotópica de Sr en rocas sedimentarias marinas puede servir para generar correlaciones estratigráficas, trazar ciclos biogeoquímicos y evaluar el funcionamiento de los ciclos terrestres antiguos, pues deja en evidencia procesos como cambios climáticos, ciclos orogénicos, cambios en la expansión oceánica, cambios en el nivel del mar y magmatismo, entre otros (Banner, 2003).

1.1 Hipótesis

En la cuenca del río Maipo, las razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las formaciones sedimentarias mesozoicas son distintas a las de las rocas ígneas cenozoicas. Lo anterior considera sus ambientes de sedimentación, la variación secular de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el océano durante el Mesozoico y las firmas isotópicas mantélicas o corticales de las rocas ígneas del Cenozoico.

1.2 Objetivos

○ *Objetivo general*

Determinar la geoquímica de las formaciones sedimentarias mesozoicas de la cuenca del río Maipo; Colimapu, Lo Valdés, Río Damas, Río Colina, Lo Prado y Las Chilcas.

○ *Objetivos específicos*

1. Reconocer la señal isotópica de las rocas de la cuenca, a través de la recopilación de estudios realizados a la fecha.
2. Medir isótopos de Sr y química total en las formaciones sedimentarias mesozoicas.
3. Analizar y correlacionar los resultados obtenidos a partir de razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y las concentraciones químicas de las formaciones sedimentarias mesozoicas: Colimapu, Lo Valdés, Río Damas, Río Colina, Lo Prado y Las Chilcas.
4. Evaluar el potencial de uso de la razón isotópica de Sr para la determinación de la fuente de solutos en las aguas de la cuenca del Maipo.

1.3 Ubicación y vías de acceso

Los principales afluentes del río Maipo se forman al este de la ciudad de Santiago, a la longitud de la Cordillera de los Andes ($69^{\circ} 50' W$), y desembocan en el Océano Pacífico al sur de la ciudad de San Antonio. La extensión de la cuenca ($\sim 33 - 34^{\circ} S$) abarca tres regiones de Chile; la Metropolitana, la de Valparaíso y la del Libertador Bernardo O'Higgins. Debido a que su superficie total es 15304 km^2 , se seleccionan dos zonas de estudio representativas, las cuales se observan en la figura 1. Estas son seleccionadas debido a la presencia de rocas sedimentarias mesozoicas.

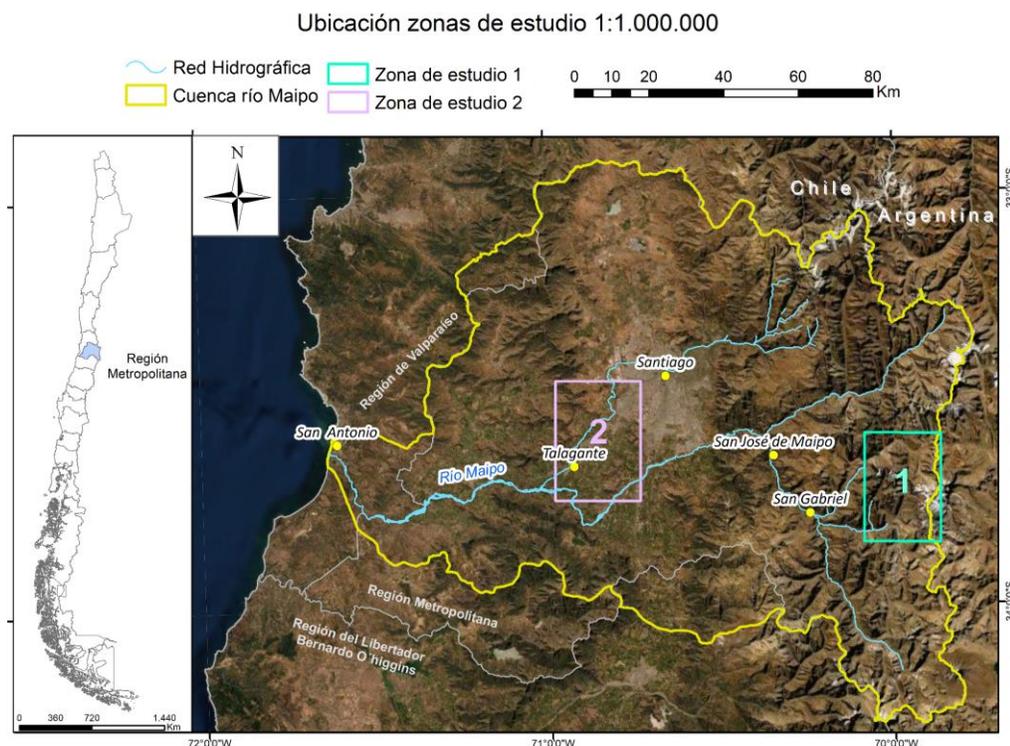


Figura 1. Mapa de ubicación de zonas de estudio. En amarillo se define el área de la cuenca del río Maipo, en verde está limitada la zona de estudio N°1 y en rosado la zona de estudio N°2. Además, se dispone en celeste la red hidrográfica principal.

La zona de estudio N°1 corresponde al perímetro que contiene a los valles del río El Volcán y Yeso, ubicados en la Cordillera Principal en la comuna de San José de Maipo. El acceso a esta zona se realiza desde la localidad de San José de Maipo, para luego coger la calle Camino Al Volcán (G-25) en dirección al sureste. Una vez se pasa por el poblado de San Gabriel, el camino presenta una bifurcación desde la cual se puede ingresar al valle del río Yeso por la ruta G-455, o continuar por la G-25 en dirección al Refugio de Lo Valdés ubicado en el valle del río El Volcán. En la figura 2 se pueden observar los sitios de interés que son fundamentales en el estudio de esta zona.

La zona de estudio N°2 se sitúa en la Cordillera de la Costa, al surponiente de Santiago. En la figura 2 se observan los tres lugares más relevantes para su estudio. Para ingresar a la parte Norte y, por lo tanto, a la Quebrada la Plata, se debe tomar la calle Camino a Rinconada desde la comuna de Maipú hasta ingresar a la Hacienda Rinconada de Maipú de la Universidad de Chile, donde se

sigue la ruta Lo Curro Nte. Por otra parte, para llegar hasta el cerro Lonquén es necesario tomar la calle camino Lonquén Sur que se extiende paralela al cerro.

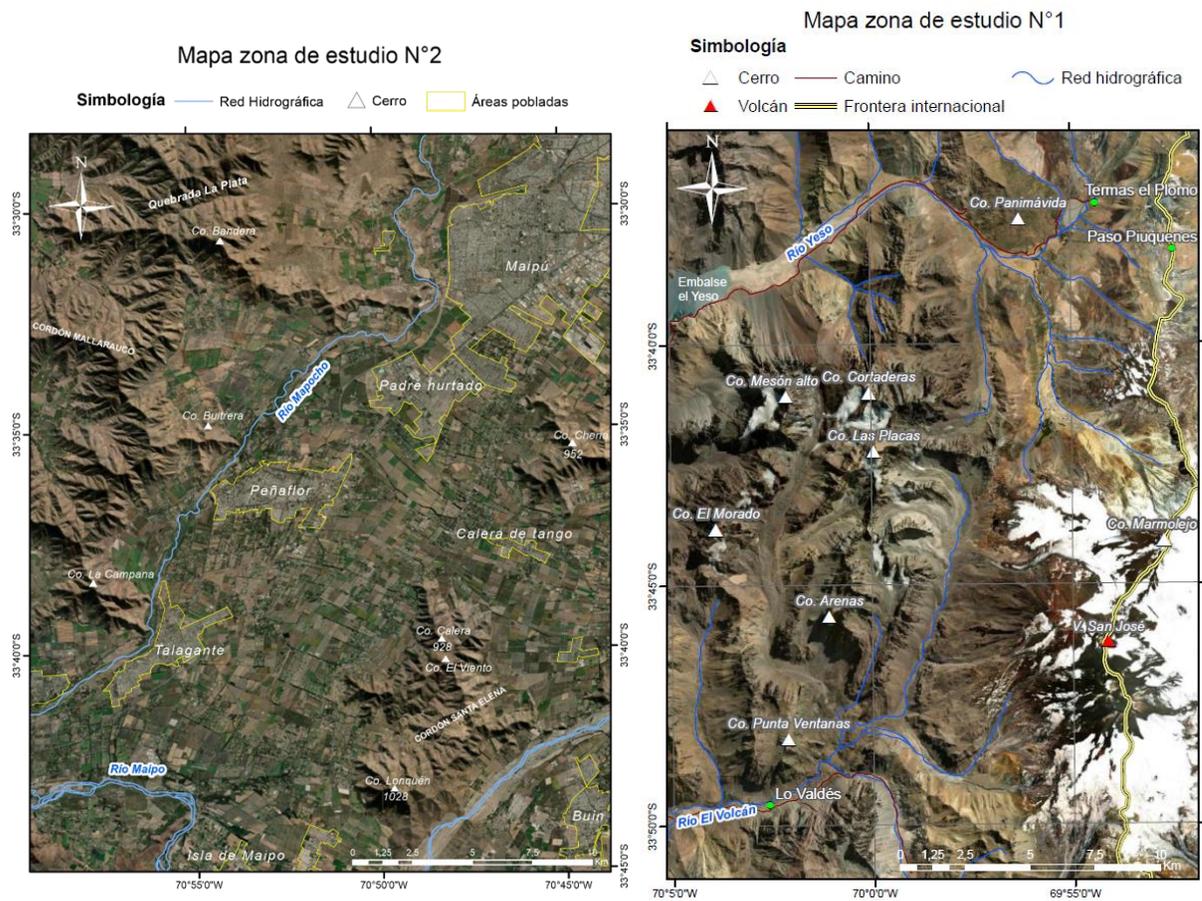


Figura 2. Mapas de las zonas de estudio N°1 y 2. En ambas se detalla la red hidrográfica con color azul o celeste. Además, los cerros y volcanes están representados por triángulos blancos y rojos, respectivamente. Los sitios de interés están representados por puntos verdes.

2 Metodología

2.1 Generación de una base de datos

Primero que todo, se elaboró una base de datos isotópicos a partir de una recopilación bibliográfica, con el objetivo de reunir toda la información disponible y generar un contexto verídico de los datos geoquímicos de la zona. Se determinaron dos criterios para la selección de datos: primero, que la ubicación de las muestras esté entre los 32° - 35° S; y segundo, que estas rocas presenten un valor para la razón isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, como mínimo requisito de información geoquímica. Adicionalmente, se consideraron relevantes los siguientes aspectos de las muestras: código, ubicación, longitud y latitud, formación geológica a la que pertenece, litología, concentración de Rb y Sr, contenido de SiO_2 y álcalis, referencia y otros. Todo lo anterior se apuntó en la tabla del Anexo B.

A partir de la información recopilada, se generaron mapas que exponen la distribución espacial de las muestras respecto del mapa geológico de la cuenca del río Maipo. Sumado a esto, se analizaron y explicaron las tendencias sobresalientes al graficar las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sobre la razón Rb/Sr y las concentraciones de SiO_2 y Rb. Finalmente, se llevó a cabo una comparación geoquímica con las muestras mesozoicas extraídas.

2.2 Campañas de terreno

En total, se efectuaron tres campañas de terreno direccionadas a recolectar rocas de las formaciones mesozoicas de la cuenca del río Maipo, para su posterior análisis químico. Dos de estas campañas se situaron en la zona de estudio N°1, en los valles de los ríos Yeso y el Volcán, en el sector de las Termas el Plomo y cerca de la localidad de Lo Valdés, respectivamente. La tercera salida a terreno se realizó en la zona de estudio N°2, en las cercanías del cerro Lonquén y la quebrada La Plata.

La preparación de las campañas implicó la selección de las formaciones mesozoicas a las que pertenecen las muestras y el estudio de las posibles zonas de extracción. Se optó por las formaciones Río Colina, Río Damas, Lo Valdés y Colimapu, para la zona de estudio N°1, y Lo Prado y Las Chilcas, para la zona de estudio N°2, debido a la gran cantidad de facies sedimentarias presentes en estas. Se determinó que las muestras a extraer serían de cuatro tipos; clásticas, bituminosas, carbonáticas e ígneas. Luego, se recolectaron los materiales de campo necesarios, tales como; martillo, perforadora, ácido HCl, rayador, lupa, bolsas de muestra, caja de muestras, brújula, GPS, cinta adhesiva, plumón, lápiz, cascos, lentes de seguridad, huincha y chaleco reflectante. Adicionalmente, se preparó una planilla para apuntar in situ los detalles importantes de las muestras recolectadas, tales como: código, coordenadas GPS, lugar de extracción, formación geológica, facie/miembro y litología.

En los afloramientos seleccionados para muestreo, se identificaron los niveles estratigráficos óptimos para la extracción, correspondientes a aquellos con pocas evidencias de alteración química y/o diaclasamiento, con el fin de evitar un exceso de carbonatos secundarios. Se obtuvieron en total 27 muestras de rocas, de las cuales 18 se consiguieron por medio de una perforadora que extrae pequeños testigos de aproximadamente 3 cm de diámetro y 5 cm de largo, consiguiendo ejemplares frescos y poco expuestos. Una vez extraída la muestra, se apuntaron todas aquellas consideraciones importantes en la planilla. Finalmente, con las muestras de mano se realizó una descripción de las características litológicas más esenciales de cada una.

2.3 Procedimientos de laboratorio

Para comprender la geoquímica de las rocas extraídas, se realizan análisis de laboratorio que determinan las concentraciones de elementos mayores, elementos traza y la razón isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Todos los análisis fueron efectuados en el Centro de Espectrometría de Masas Elementales de la Universidad de Carolina del Sur, siguiendo técnicas estándar para el laboratorio (Frisby 2016a; Beguelin et al., 2017), donde las muestras sufrieron distintos procedimientos de digestión ácida que permiten solubilizar los elementos contenidos en sus fases minerales representativas.

Posterior a un pretratamiento de eliminación de materia orgánica en rocas con alto contenido orgánico, a través de su incineración a 500°C durante 30 minutos, las rocas bituminosas, clásticas e ígnea se digirieron en una mezcla caliente de HF: HNO₃ 3:1, destilada con teflón, durante varios días siguiendo los procedimientos estándar propuestos por Frisby y colaboradores (2016a). Por su parte, se realiza un pretratamiento a las rocas carbonáticas con el objetivo de eliminar los carbonatos secundarios y poner en solución solamente los carbonatos primarios, como cemento, de las muestras. Así, estas rocas se lixiviaron con HNO₃ 0.1 N y luego se disolvieron en HNO₃ 3.5 N, durante 1 hora en caliente y luego en frío durante toda una noche. Después de la digestión, estas muestras se volvieron a disolver en HNO₃ al 2 % p/p enriquecido con In. Del material sobrenadante se extraen alícuotas para análisis de elementos mayores y traza. Así, luego de estos procedimientos se determinaron las concentraciones de elementos traza en un ELEMENT2 HR-ICPMS, utilizando el material de referencia BHVO-2 de USGS como estándar externo con los valores recomendados por Jochum y colaboradores (2016). Los materiales de referencia BCR-2 y JB-2 se ejecutaron como desconocidos. Los elementos REE y HFSE se reproducen a más del 5% en relación con los valores de la literatura.

Las proporciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se determinaron en una alícuota de las muestras digeridas para elementos traza, aislando el Sr en la resina Eichrom Sr-spec. Estas razones isotópicas se obtuvieron en un Neptune MC-ICPMS utilizando un sistema de introducción APEX con un nebulizador autoaspirante de 50 ul, totalmente de teflón. El fraccionamiento de masa de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas se corrigió usando el valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, y la interferencia de criptón en ^{86}Sr se corrigió en línea mediante el software Neptune usando $^{83}\text{Kr}/^{86}\text{Kr} = 0.66474$. La precisión se controló cada tres muestras mediante mediciones del estándar NIST SRM987 (Ehrlich et al., 2001), que dio un valor promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710323 \pm 0.000009$ (2 desviaciones estándar, n = 8).

Todos los datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se informan en relación con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710248$. El estándar BCR-2 USGS se ejecutó en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705008 \pm 0.000010$ (n=6), de acuerdo con los datos de Weis y colaboradores (2006). Los espacios en blanco de procedimiento Full Sr fueron menos de 20 pg.

2.4 Análisis e interpretación geoquímica e isotópica

A partir de los resultados derivados de los procedimientos de laboratorio, se realizaron una serie de mapas y gráficos para analizar e interpretar la geoquímica y las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas mesozoicas extraídas.

En primera instancia, se crearon mapas para exhibir la distribución espacial de las muestras en relación con la geología de ambas zonas de estudio. Luego, con los porcentajes en peso de los óxidos de elementos mayores, se formaron gráficos sobre la concentración de Al_2O_3 , con el fin de detectar tendencias en la geoquímica de estos elementos, y se determinaron los índices de alteración química CIA de las rocas clásticas de las formaciones Lo Prado y Río Damas, con el objetivo de analizar la variabilidad de la razón isotópica con la meteorización. Posteriormente, se construyeron gráficas de las razones isotópicas versus las cantidades de SiO_2 , Rb y Sr, además de la razón Rb/Sr, en las que se destacaron las formaciones a las que pertenecen las muestras y su tipo de roca. Finalmente, se fabricaron los patrones de Tierras Raras (REE) y se calcularon las anomalías de Ce y Eu, para comprender los estados redox al momento de la formación de las rocas.

Con todo lo anterior, se discutió la contaminación de la fuente magmática junto con la firma isotópica de rocas ígneas recopiladas y los ambientes de formación, la meteorización y evolución, la relación con la composición isotópica del océano y la fuente de proveniencia sedimentaria de las rocas mesozoicas extraídas. Finalmente, se analizó el potencial uso de la razón isotópica de Sr en la determinación de la fuente de solutos en las aguas de la cuenca del río Maipo.

3 Marco teórico

El Sr es un metal litófilo que se encuentra en pequeñas cantidades en la corteza continental superior (UCC), por lo que es catalogado como elemento traza al tener concentraciones aproximadas 320 ppm (Rudnick y Gao, 2003). Corresponde a un elemento alcalinotérreo con estado de oxidación +2 y radio iónico de 1.13 Å, lo que implica que sea moderadamente incompatible con la fase sólida durante la cristalización magmática y que reemplace al Ca^{+2} en minerales como la plagioclasa, calcita, apatito, yeso y esfena, gracias a que ambos poseen radios iónicos similares (radio iónico $\text{Ca}^{+2} = 0.99 \text{ \AA}$) (White, 2013). En la naturaleza existen cuatro isótopos de Sr con los siguientes porcentajes de abundancia; $^{84}\text{Sr} = 0.56\%$, $^{86}\text{Sr} = 9.87\%$, $^{87}\text{Sr} = 7.04\%$ y $^{88}\text{Sr} = 82.53\%$, los cuales son todos estables y el único radiogénico es el ^{87}Sr , ocasionado a partir de la desintegración radiactiva del ^{87}Rb (De Laeter et al. 2003).

Usualmente, las cantidades de isótopos radiogénicos, como el ^{87}Sr , han sido utilizadas en ciencias ambientales y sedimentología con los objetivos de: rastrear las fuentes y el transporte de componentes disueltos y detríticos en los ciclos sedimentario, hidrológico y biogeoquímico; reconstruir cambios temporales en la química del océano y aplicarlos en estudios de correlación estratigráfica y variaciones de estos ciclos ecosistémicos; y datar el tiempo de formación de rocas y minerales (Banner, 2004). Así, se han desarrollado técnicas como la Estratigrafía Isotópica de Estroncio (SIS), que sirve para reconstrucciones cronoestratigráficas que no dependen de las características bioestratigráficas y geocronológicas isotópicas de las secuencias sedimentarias. Esta técnica es el resultado de estudios que han permitido determinar las variaciones cronológicas de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en sedimentos carbonatados y fosfatados depositados en paleocéanos y mares relacionados, demostrando en el curso del análisis que tales variaciones son de naturaleza global y están relacionadas con grandes cambios tectónicos e importantes eventos biosféricos. La Estratigrafía Isotópica de Estroncio es especialmente útil para la correlación y datación de las secuencias sedimentarias de plataforma que están desprovistas de rocas volcánicas comúnmente utilizadas para obtener información geocronológica (Kuznetsov et al., 2018). Además, las variaciones en las cantidades del isótopo radiogénico ^{87}Sr sirven como trazador de la fuente y ruta de los iones disueltos en el ciclo hidrológico (Banner, 2004). Para aplicar este tipo de técnicas, es necesario considerar las cantidades isotópicas típicas de los reservorios geoquímicos terrestres y comprender el ciclo geoquímico del Sr, junto con el rol de las aguas oceánicas.

Actualmente, los depósitos geoquímicos terrestres presentan diversas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ según su naturaleza y edad. El manto tiene cifras que bordean los 0.7035 ± 0.0005 (Palmer y Edmond, 1989; Veizer, 1989), valor determinado a través del análisis de basaltos oceánicos jóvenes y grandes intrusivos gabroicos (Misra 2012). Por su parte, la corteza continental tiene cifras que abarcan un amplio rango que tiende a ser más alto que las razones isotópicas del manto, con un promedio aproximado de 0.716 (Goldstein y Jacobsen, 1988), presentando un mayor valor las rocas más antiguas en comparación con las más jóvenes (figura 3.a). Por otro lado, están los ríos, los cuales tienen diversas firmas isotópicas que oscilan entre los valores mantélicos y corticales, tal como se aprecia en la figura 3.b y c, donde la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de algunos ríos que drenan hacia el océano Atlántico es mayor que la de los que drenan al océano Pacífico (Banner, 2004 y referencias allí; Fiege et al., 2009). En el presente, el promedio de la razón isotópica de los ríos en la Tierra es de 0.7119 (Palmer y Edmond, 1989; Kuznetsov et al., 2018) y de los ríos de Chile de 0.7057, valor representativo de la escorrentía continental hacia el sureste del Océano Pacífico (Fiege et al., 2009).

Particularmente, para la cuenca del río Maipo se tiene una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ promedio de 0.70666 (Fiege et al., 2009) y un valor de 0.70494 en su desembocadura (Hildreth y Moorbath, 1988).

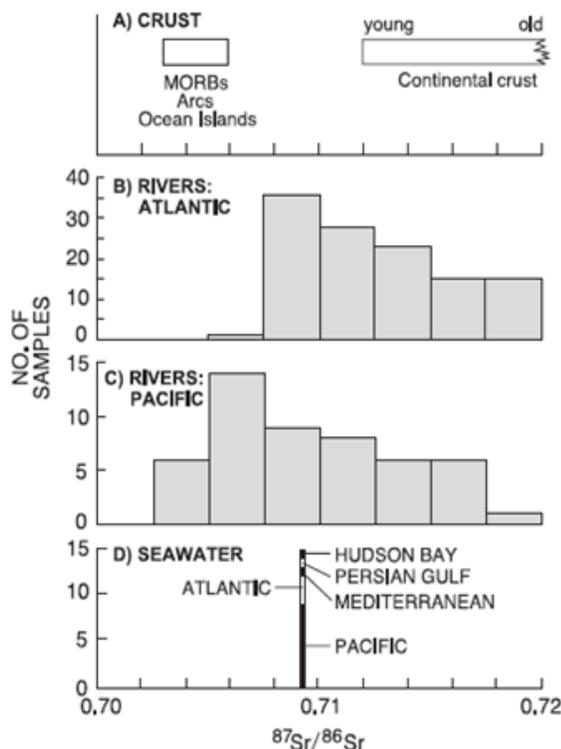
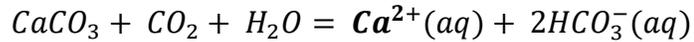


Figura 3. Variabilidad de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en reservorios terrestres. Tomada de Banner, 2004.

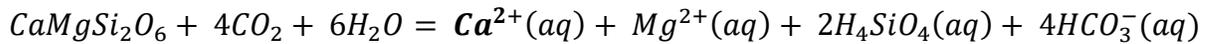
En la figura 3 se puede observar la variabilidad de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en distintos reservorios terrestres, entre los que destaca el océano por tener una composición isotópica con un alto grado de homogeneidad, constatado mediante el análisis de muestras modernas de agua en diferentes cuencas oceánicas (Burke et al., 1982; Palmer y Edmond, 1989; Capo y DePaolo, 1992), con variaciones en los estuarios donde ocurren insumos continentales (Ingram y DePaolo, 1993). Esta homogeneidad isotópica es consecuencia del tiempo de residencia (5×10^6 años) del Sr en las aguas marinas, el cual es mucho mayor en relación con el tiempo de mezcla interoceánica (1.5×10^3 años) (McArthur et al., 2020). El rango de la composición isotópica actual del océano se sitúa entre 0.7091 y 0.7092 (Burke et al., 1982; Palmer y Edmond, 1989; Hodell et al., 1990; Kuznetsov et al., 2012; Kuznetsov et al., 2018), siendo 0.709174 el valor más representativo (McArthur et al., 2020).

El océano actúa como receptáculo de todos los flujos de agua subterránea y superficial continental, siendo las reacciones de meteorización los medios por los cuales el Sr se agrega al ciclo hidrológico y se entrega al océano. Las reacciones químicas entre las aguas meteóricas y los minerales de carbonato, silicato y evaporita liberan iones acuosos de Ca^{+2} a la solución, incluso cuando se generan fases residuales como las arcillas. Gracias a su comportamiento químico similar, el Sr^{+2} sigue al Ca^{+2} , por lo que también es liberado a la solución meteórica, preservando su razón isotópica. A continuación, se presentan algunas reacciones de meteorización de minerales formadores de roca donde esto sucede (Banner, 2004):

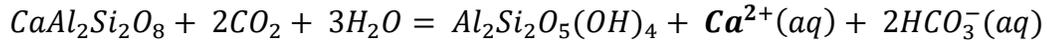
- *Disolución de aragonito:*



- *Disolución de dióxido:*



- *Transformación de anortita a kaolinita:*



Los ríos transportan los sedimentos, moléculas e iones derivados de la meteorización de las rocas expuestas, por lo que en su composición isotópica tienen un control de primer orden la litología, la edad y el clima de las áreas drenadas, revelando la naturaleza de la corteza que está siendo meteorizada dentro de la cuenca de drenaje. Estos flujos corresponden al principal aporte de Sr para el océano (3.4×10^{10} mol Sr/año) y reflejan episodios globales tales como orogénesis, cambios climáticos, ciclos glaciales y cambios en el nivel del mar (Banner, 2004). Sumado a estos, los flujos derivados de los procesos de intercambio hidrotermal en las dorsales oceánicas, arcos de isla y fondo marino también aportan a la composición isotópica marina (1.2×10^{10} mol Sr/año) con una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aproximada de 0.703 (McArthur et al., 2020), valor cercano a las cifras mantélicas. Asimismo, la diagénesis de sedimentos marinos es otro factor que interfiere en las concentraciones de Sr oceánicas, con un flujo de 0.34×10^{10} mol Sr/año y una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de aproximadamente 0.7084 (figura 4; Banner, 2004).

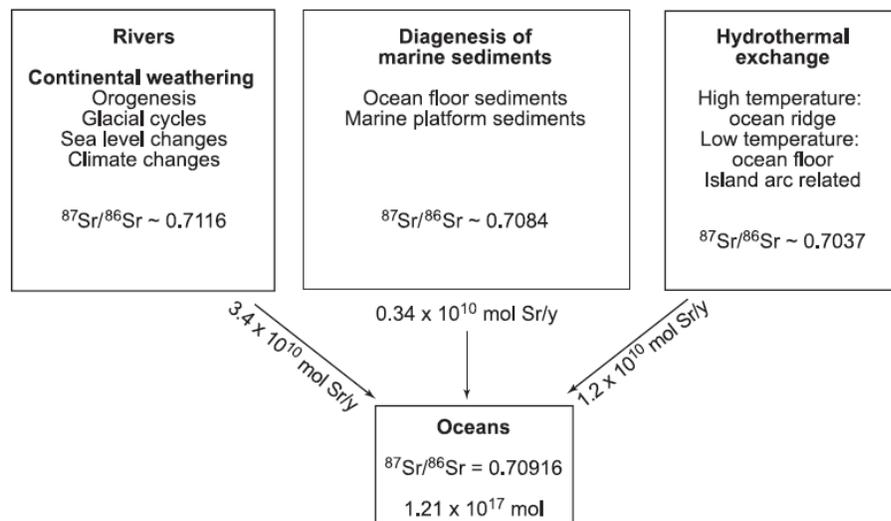


Figura 4. Ciclo geoquímico moderno de ^{87}Sr en términos de flujos y sus respectivas composiciones isotópicas. Tomada de Banner, 2004.

Las aplicaciones de la razón isotópica de Sr se sustentan en su variabilidad, la cual depende principalmente de las cantidades del isótopo radiactivo ^{87}Rb . El Rb también corresponde a un metal litófilo y traza, con concentraciones aproximadas de 84 ppm en la UCC (Rudnick y Gao, 2003), además, es un elemento alcalino con estado de oxidación +1 y radio iónico de 1.48 \AA (White,

2013). Su tamaño es lo suficientemente grande como para no incorporarse dentro de las estructuras minerales, por lo tanto, es incluso más incompatible con la fase sólida durante el proceso de cristalización magmática que el Sr y es altamente soluble en agua y fluidos acuosos, siendo parte de los elementos más móviles del sistema periódico. Su comportamiento es similar al del K^+ (radio iónico $K^+ = 1.33 \text{ \AA}$), de modo que lo sustituye en los minerales de feldespato potásico y micas (White, 2013). Este elemento posee dos isótopos naturales; ^{85}Rb , isótopo estable con abundancia de un 72.17%, y ^{87}Rb , isótopo radioactivo presente en un 27.83% (De Laeter et al. 2003).

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left[\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right]_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

La desintegración radioactiva del ^{87}Rb produce un átomo de ^{87}Sr , un antineutrino, una partícula β^- y energía (Dickin, 2005). Lo anterior se traduce en la ecuación (1), normalizada por el isótopo estable ^{86}Sr , que modela la cantidad de ^{87}Sr en función de la de ^{87}Rb y del tiempo. En esta, el subíndice “o” indica el número de isótopos radiogénicos originalmente presentes en el sistema y λ es la constante de desintegración radioactiva, definida como la probabilidad de que un átomo de ^{87}Rb se desintegre en un tiempo t ($\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$). La vida media del ^{87}Rb , es decir, el tiempo que tarda en disminuir a la mitad de la cantidad inicial, es de $t_{1/2} = 48.8 \times 10^{12} \text{ años}$ (Dickin, 2005). Este valor es importante, considerando que al ser mucho mayor que la edad de la Tierra, hace posible encontrar concentraciones medibles de ^{87}Rb en el presente.

La evolución isotópica de los reservorios terrestres, tales como el manto y la corteza, está directamente relacionada con la desintegración del ^{87}Rb . Por ejemplo, el hecho de que las rocas más antiguas posean Sr más radiogénico que las más jóvenes (figura 3.a y figura 5.a) se explica gracias a las propiedades químicas tanto del Rb como del Sr, que conllevan a una evolución isotópica diferenciada de las rocas según su composición y edad. Debido a la incompatibilidad de estos dos elementos, mientras más diferenciado sea un magma mayores razones Rb/Sr tendrá y, por lo tanto, evolucionará a un valor actual de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más alto que un magma coetáneo con una relación Rb/Sr más baja, tal como se modela en la ecuación (1) (Capo et al., 1998; Banner, 2004; White, 2013). Lo anterior refleja que la variación de la razón isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de una roca o un reservorio geoquímico depende principalmente de la cantidad de Rb presente y del tiempo transcurrido desde su formación, ya que el total de ^{87}Sr aumenta a medida que el ^{87}Rb radioactivo se desintegra (Capo et al., 1998). Por ejemplo, en las redes minerales que contienen Ca se previene la entrada de Rb y se favorece la de Sr, por lo que la cantidad de ^{87}Sr en minerales como la calcita y el yeso permanece casi constante desde el momento de su cristalización, debido al contenido extremadamente bajo del isótopo radioactivo ^{87}Rb (Kuznetsov et al., 2018). Con respecto a la meteorización, se ha observado que en la mayoría de los casos no altera de forma significativa los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, tal como sucede cuando hay una alteración preferencial de minerales ricos en Sr y pobres en Rb como las plagioclasas, donde generalmente aumenta la relación Rb/Sr, pero no se modifica la razón isotópica (Kulp y Engels, 1963; Goldich y Gast, 1966; Bottino y Fullagar, 1968; Fullagar y Ragland, 1975; Capo et al., 1998). Finalmente, el fraccionamiento isotópico del Sr, el cual es en la mayoría de los casos insignificante, tampoco es un factor que modifique la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de forma considerable, es más, en caso de ser detectado o producido en laboratorio, es corregido por ajustes numéricos a partir de las cantidades de los otros isótopos de Sr (McArthur et al., 2020).

En la figura 5.a se observa la evolución de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del manto y de la corteza, modelada a partir de un valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de la Tierra de ~ 0.699 , el cual se estima desde la razón isotópica de 0.69899 ± 0.00005 del modelo BABI (Basaltic Achondrite Best Initial) (Papanastassiou y Wasserburg, 1969). Partiendo de este valor, en todos los casos la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumenta con el paso del tiempo y con los procesos de fusión parcial y diferenciación magmática, que producen una razón Rb/Sr mayor en los magmas resultantes. Así, el manto ha evolucionado con una menor pendiente que la corteza y de forma curvilínea, puesto que tiene una razón Rb/Sr comparativamente menor que disminuye con el tiempo, obteniendo razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menores. Consiguientemente, la evolución cortical se muestra con altas pendientes y líneas rectas, exhibiendo una amplia gama de valores que refleja la heterogeneidad de la corteza (Banner, 2004; Kuznetsov et al., 2018).

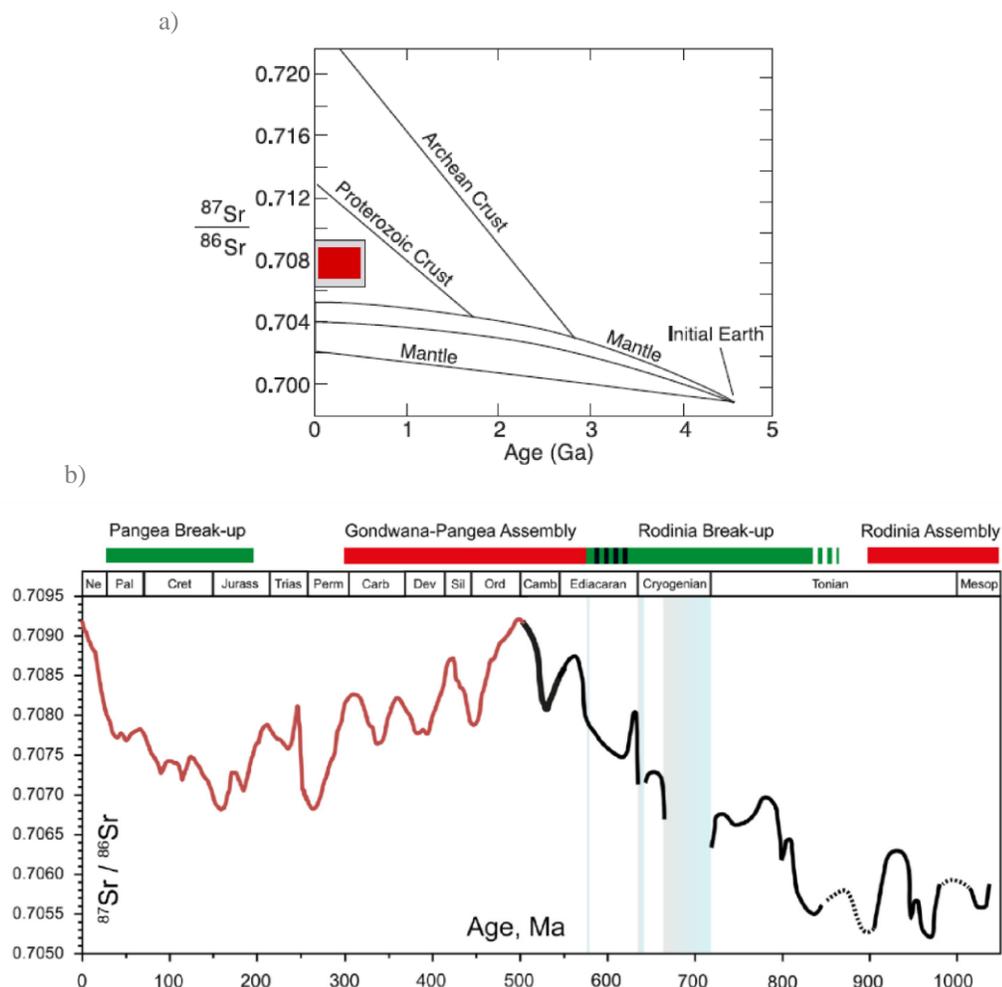


Figura 5. a) Evolución isotópica de Sr en la Tierra. En el cuadro rojo se ubica la curva de variación secular isotópica del océano durante el Fanerozoico, ubicada en b). a) Tomada y modificada de Banner, 2004. b) Tomada de McArthur et al. 2020.

En el cuadrado rojo de la figura 5.a se ubica la figura 5.b, que exhibe la variación secular oceánica de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante el Fanerozoico, la cual oscila entre los valores corticales y mantélicos. La reconstrucción de las variaciones cronológicas de la razón isotópica de Sr en los paleocéanos se ha propuesto en decenas de trabajos (Peterman et al., 1970; Veizer and Compston, 1974, 1976; Burke et al., 1982; Veizer et al., 1983; Koepnick et al., 1985; DePaolo, 1986;

Elderfield, 1986; Faure, 1986; Veizer et al., 1989; Hodell et al., 1990; Koepnick et al., 1990; Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992; Veizer et al., 1992a, 1992b; Denison et al., 1994; Jones et al., 1994; McArthur, 1994; Gorokhov et al., 1995; Denison et al., 1997; Gorokhov et al., 1998; Semikhatov et al., 1998; Jacobsen and Kaufman, 1999; Shields, 1999; Veizer et al., 1999; Walter et al., 2000; McArthur et al., 2001; Melezhik et al., 2001; Semikhatov et al., 2002; Bekker et al., 2003; Kuznetsov et al., 2003b; Halverson et al., 2007; Kuznetsov et al., 2014c; McArthur et al., 2020; y otras), siendo la de la figura 5.b una de las más actualizadas (Kuznetsov et al., 2018; McArthur et al. 2020). Esta curva se construyó a partir del estudio de fósiles y precipitados marinos, ya que heredan la composición isotópica del agua, siendo la calcita de bajo Mg y también los fragmentos de restos paleontológicos fosilizados enterrados in situ, los que retienen mejor la firma isotópica Sr del ambiente de sedimentación (Kuznetsov et al., 2018). Particularmente, la curva de McArthur y colaboradores (2020) se construyó con ayuda del método de regresión estadística no paramétrica LOESS. Estos autores llevan una larga historia de recopilaciones y modificaciones del método regresivo, con el objetivo final de predecir la edad de una muestra desde su razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y viceversa, a partir de los gráficos y tablas fabricados (McArthur, 1994; McArthur et al. 1993, McArthur et al. 2001, entre otras).

La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los sedimentos precipitados marinos refleja cambios en el ambiente tectónico global y permite registrar variaciones en las áreas de meteorización continental y submarina, así como evaluar la contribución del material de la corteza y del manto a la composición del agua oceánica (Kuznetsov et al., 2018). Las depresiones de la razón isotópica se relacionan con procesos de rifting, de apertura de la corteza oceánica y/o división parcial de supercontinentes como Pangea y Rodinia, con regímenes extensivos que adelgazan la corteza y con aumentos en el número de diques y basaltos continentales, ya que involucran aportes de materiales con firmas isotópicas mantélicas hacia el océano (Denison et al., 1994; Semikhatov et al., 2002; Kuznetsov et al., 2018; McArthur et al., 2020). Por otra parte, los aumentos en la razón isotópica de Sr se relacionan con la formación de supercontinentes y eventos importantes de orogenia, ya que se comienzan a erosionar rocas corticales con mayores razones isotópicas, tal como sucede en el caso del ensamblaje de Gondwana o en la erosión de la meseta del Himalaya-Tíbet, que ha producido un aumento significativo de la razón isotópica oceánica durante los últimos 25 Ma (figura 5.b) (Hodell et al., 1990; Bickle et al., 2005; Kuznetsov et al., 2018).

Finalmente, se destaca que la congruencia lateral de las variaciones en la composición isotópica de Sr de los paleocéanos y mares vinculados, en cada momento del tiempo geológico, proporciona las mismas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los sedimentos contemporáneos (Burke et al., 1982; Faure, 1986; Hodell et al., 1989; Kuznetsov et al., 2012b). Por tanto, la estratigrafía de isótopos de estroncio amplió considerablemente la base metodológica para la correlación de secuencias sedimentarias marinas separadas geográficamente (Banner, 2004). Sumado a esto, las composiciones isotópicas de Sr han sido útiles para trazar la fuente y ruta de los iones disueltos en el ciclo hidrológico, dando la posibilidad de discernir entre fuentes sedimentarias carbonatadas o derivadas de la erosión de rocas ígneas, de las cuales incluso se puede atisbar su composición química, relacionada con el manto o la corteza, y su contexto geológico de formación.

4 Marco geológico

4.1 Contexto tectónico y morfoestructural

La cuenca del río Maipo se sitúa en la zona de transición (33° a 34° S) entre la subducción plana o subhorizontal (27° a 33° S) y la subducción tipo chilena (Uyeda, 1987) de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (al sur de los 34° S) (Barazangi y Isacks, 1976), la cual posee una tasa de convergencia de 8 cm/año y una orientación $N78^{\circ}$ E (Gripp y Gordon, 2002). Esta configuración tectónica segmentada afecta tanto al vulcanismo como a la distribución de los cinturones morfoestructurales dominantes (Barazangi y Isacks, 1976; Jordan et al., 1983; Giambiagi et al., 2003). Así, dentro del perímetro de la zona de estudio se pueden observar las siguientes unidades morfoestructurales de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión central y Cordillera Principal (figura 6).

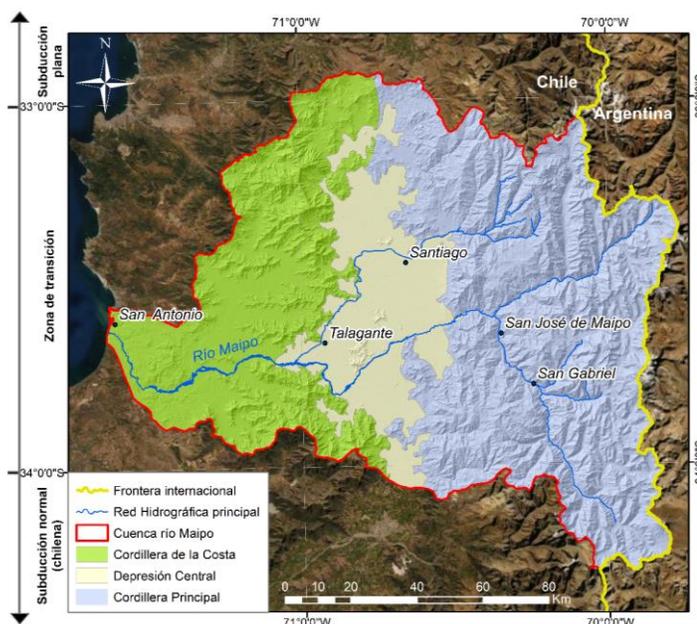


Figura 6. Unidades morfoestructurales de la cuenca del río Maipo. Realizada a partir de Charrier et al. (2014) y Fock (2005).

Según Farías y colaboradores (2008), la Cordillera de la Costa se subdivide en un dominio Occidental y otro Oriental, tal como se observa en la figura 7.a y b. El dominio Occidental corresponde a un basamento metamórfico e intrusivos del Paleozoico-Jurásico cubierto por depósitos marinos con edades desde el Mioceno tardío. Por otro lado, el dominio Oriental está formado por secuencias estratificadas del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío y granitos del Cretácico Tardío.

La Depresión Central consiste en una cubierta cuaternaria sedimentaria e ignimbrítica, que posee un espesor medio de 300 m y máximo de 640 m, bajo el valle de Santiago (Yáñez et al., 2015). El basamento corresponde a rocas mesozoicas en su lado oeste y rocas cenozoicas en su lado este (figura 7.a y b) (Farías et al., 2008). A partir de análisis gravimétricos se ha determinado que, en la cuenca de Santiago, este basamento presenta una morfología de red fluvial, donde

algunas cumbres alcanzan la superficie formando cerros aislados que suelen estar constituidos por rocas intrusivas (Araneda et al, 2000; Farías et al., 2008).

La Cordillera Principal, donde se emplaza el actual arco magmático, suele dividirse en tres segmentos según sus diferencias geológicas; Cordillera Principal Occidental, Central y Oriental, tal como se observa en la figura 7.b. La porción Occidental corresponde a secuencias cenozoicas (formaciones Abanico y Farellones, principalmente) que solo presentan deformación en su flanco más oeste. El fragmento Central está compuesto por las mismas rocas antes mencionadas, pero con una deformación notoriamente más intensa. Y finalmente, la Cordillera Principal Oriental son en su mayoría secuencias deformadas del Mesozoico. Estas dos últimas divisiones, constituyen la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (AFTB) (Farías et al., 2008; Fock 2005).

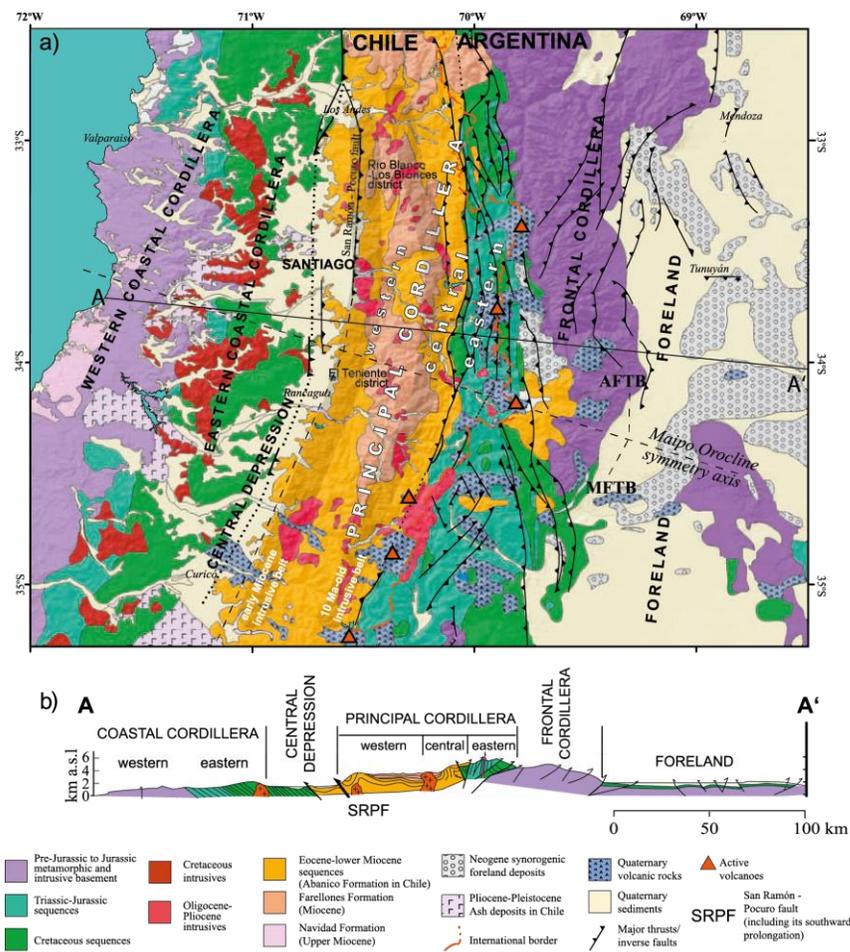


Figura 7. (a) Mapa geológico de los Andes centrales de Chile y Argentina. (b) Perfil geológico simplificado a la latitud de Santiago. Abreviaciones: AFTB, Faja plegada y corrida de Aconcagua; MDTB, Faja plegada y corrida de Malargüe. Tomado de Farías et al. (2008).

El contexto tectónico reinante tiene implicancias directas en la composición química de las rocas formadas, lo cual se ha exhibido en diversos estudios que analizan las características petrológicas de los distintos segmentos andinos (López-Escobar, 1984; Hildreth y Moorbath, 1988; Kay et al., 1991; Sellés et al., 2004; Hickey-Vargas et al., 2016; entre otros). Esta información química ha sido de gran importancia al contribuir en el conocimiento que se tiene sobre la evolución

tectonoestratigráfica del margen continental occidental, la cual se presenta a continuación (Charrier et al., 2007; Giambiagi et al., 2016; Mpodozis y Kay, 1990).

4.2 Evolución tectonoestratigráfica mesozoica

En esta investigación se estudian las siguientes formaciones mesozoicas: Colimapu, Lo Valdés, Río Damas y Río Colina, para la zona de estudio N°1 (figura 9); y Lo Prado y Las Chilcas, para la zona de estudio N°2 (figura 10). En la figura 8 se presenta una columna estratigráfica esquemática que las compara y resume los contextos tectónicos bajo los cuales se depositaron.

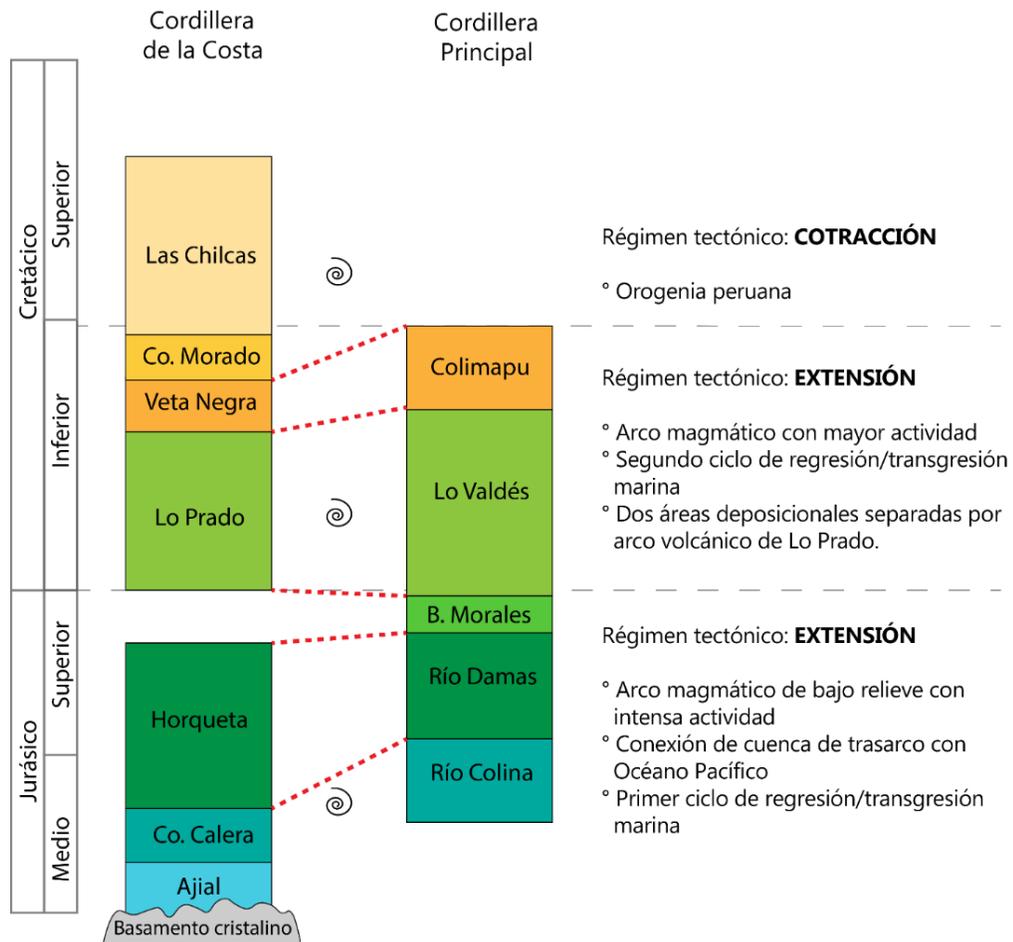


Figura 8. Columnas estratigráficas correlacionadas de las formaciones mesozoicas de la cuenca del río Maipo. Realizada a partir de Rauld (2011), Boyce et al. (2020) y Mardones et al. (2021).

Durante el Triásico Superior, bajo un contexto tectónico de rifting en el margen, sucede un primer pulso magmático ligado a subducción, que tuvo lugar en lineamientos NW-SE heredados del Paleozoico. Luego, hacia el límite Triásico-Jurásico, se desarrolla un segundo pulso que formó dos cinturones magmáticos separados por la incipiente cuenca de Neuquén, la cual estaba bajo el nivel del mar repleta de las aguas del Océano Pacífico, producto del arco magmático no emergente y de las depresiones formadas por los lineamientos heredados del Paleozoico (Rossel y Carvajal, 2020). Esta paleogeografía implicó que, hacia el Jurásico Bajo a Medio, se asentara un arco

magmático subaéreo en la actual Cordillera de la Costa, con un engrosamiento progresivo de la corteza, y evolucionara la cuenca de Neuquén, desarrollando depocentros aislados que luego se conectan en el Sinemuriano tardío - Toarciano temprano, bajo subsidencia termal (Charrier et al., 2014; Rossel y Carvajal, 2020).

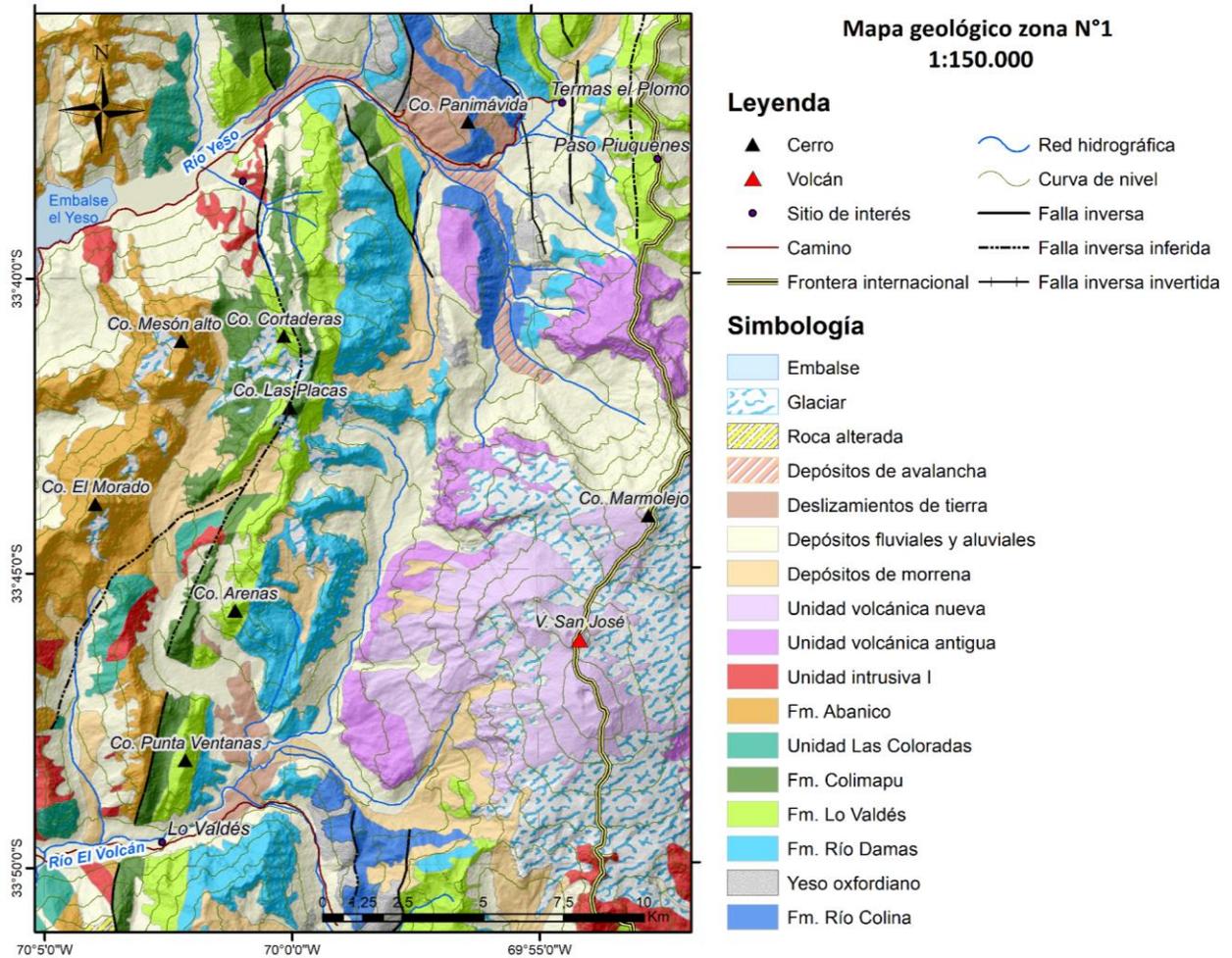


Figura 9. Mapa geológico zona N°1. Realizado a partir de Thiele (1980) y Mardones (2019).

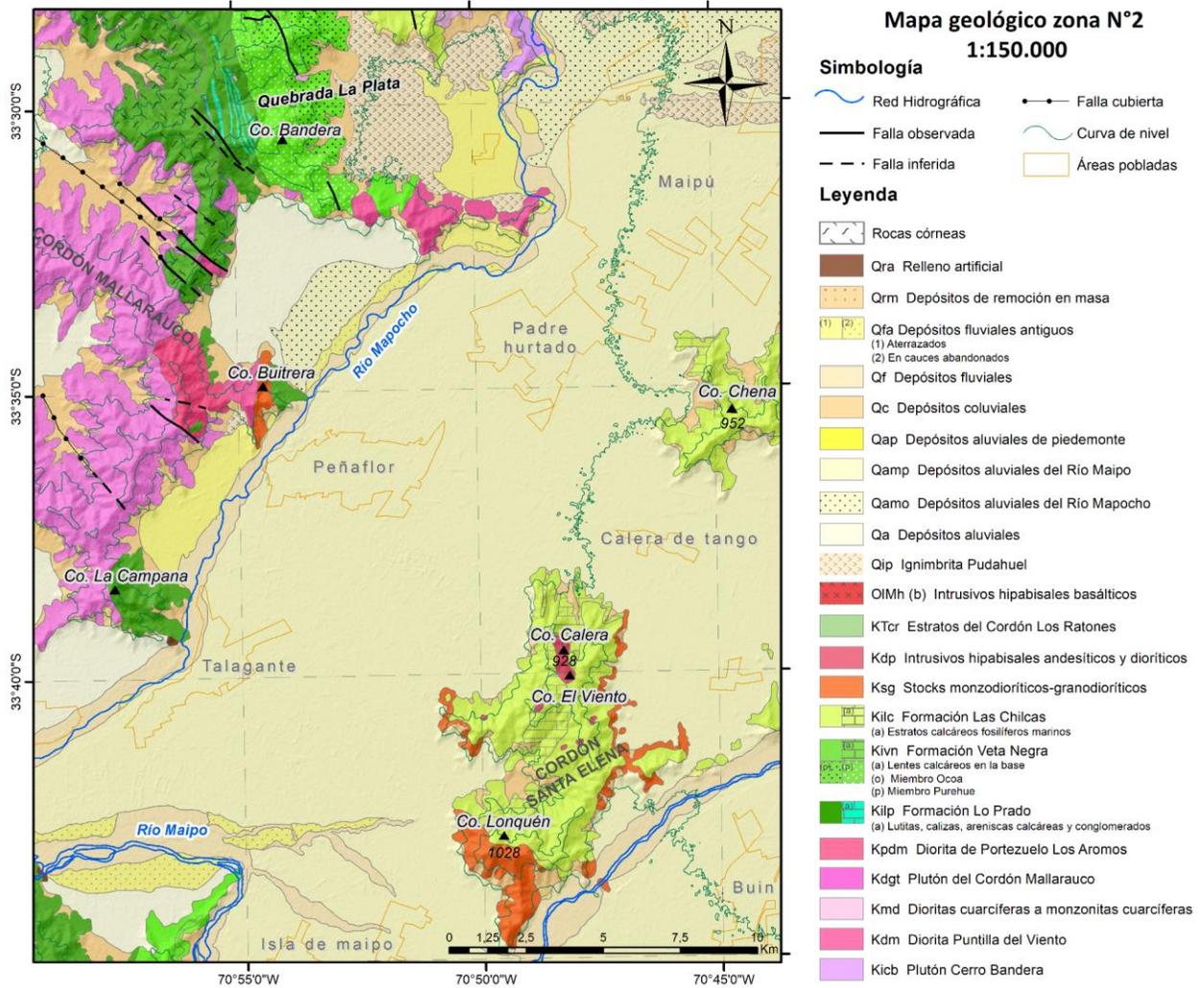


Figura 10. Mapa geológico zona N°2. Realizado a partir de Sellés y Gana (2001) y Wall et al. (1999).

Todas las formaciones aquí estudiadas se originaron desde el Jurásico Medio en adelante, principalmente durante la Primera Etapa del ciclo tectónico Andino (Pleinsbachiano - Albiano), la cual se caracteriza por un régimen tectónico extensional además de magmatismo de arco a lo largo de la actual Cordillera de la Costa. Esta etapa se subdivide en dos lapsos importantes descritos brevemente a continuación (Charrier et al., 2014):

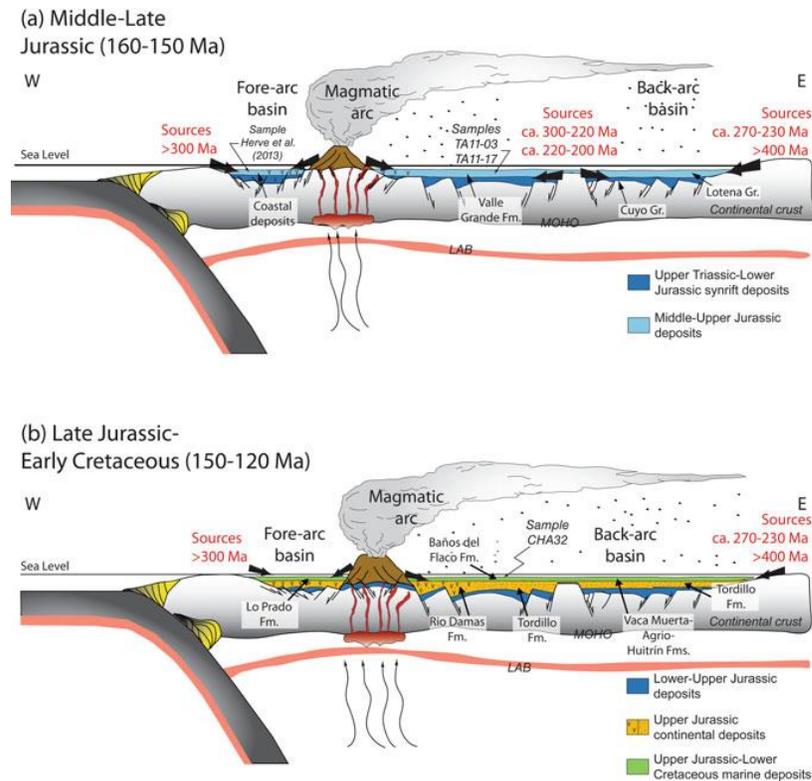


Figura 11. Sección transversal de Chile central y el borde occidental de Argentina, donde se ilustran las principales características paleogeográficas durante el Jurásico Medio a Superior (a) y el Jurásico Superior al Cretácico Inferior (b). Tomada de Tapia et al. (2020).

○ *Pleinsbachiano - Kimmeridgiano:*

Se distingue por una intensa actividad en el arco magmático junto con el desarrollo de un ciclo marino transgresivo-regresivo en las cuencas de trasarco y antearco, además de subsidencia tectónica y termal. En este contexto, se depositan las formaciones Río Colina-Valle Grande y Río Damas-Tordillo en la cuenca de Neuquén, localizada en el trasarco, tal como se observa en la figura 11.a y b (Mescua et al., 2020; Tapia et al., 2020).

○ *Kimmeridgiano - Albiano:*

Se caracteriza por una menor actividad en el arco magmático y un segundo ciclo de transgresión-regresión marina. Durante este rango de tiempo se formaron dos áreas deposicionales separadas por el arco volcánico de Lo Prado: una en el antearco, donde se depositó la formación Lo Prado; y otra en el trasarco, correspondiente a la cuenca de Neuquén, donde se depositó la formación marina de Lo Valdés – Baños del Flaco (figura 11.b) (Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2014; Tapia et al., 2020; Mardones et al., 2021).

Luego del comienzo del alzamiento por falla del basamento bajo la cuenca de antearco, se deposita la formación Colimapu en el trasarco, durante el Aptiano – Albiano, representando la desconexión de la cuenca de Neuquén con el océano Pacífico (figura 12.a) (Charrier et al., 2014; Tapia et al., 2020). Finalmente, el miembro basal de la formación Las Chilcas se comenzó a depositar en una cuenca de retroarco, creada por hundimiento lateral al este asociado a la inversión tectónica y posterior levantamiento por falla de la cuenca de Veta Negra (figura 12.b), debido a un episodio contraccional durante el Cretácico Inferior tardío (Charrier et al., 2007; Boyce et al., 2014; Tapia et al., 2020).

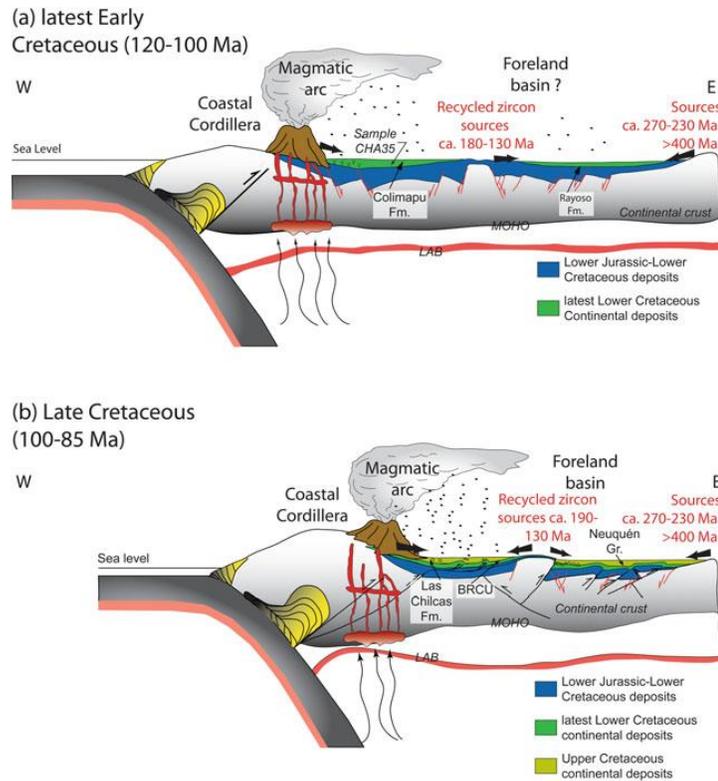


Figura 12. Sección transversal de Chile central y el borde occidental de Argentina, donde se ilustran las principales características paleogeográficas durante el final del Cretácico Inferior (a) y el Cretácico Superior (b). Tomada de Tapia et al. (2020).

4.3 Secuencias estratificadas

4.3.1 Formación Río Colina

Definida por González (1963) en el valle del Río Colina como un conjunto de sedimentitas clásticas marinas fosilíferas con intercalaciones de potentes lentes evaporíticos de yeso, que posee base desconocida y techo dispuesto concordantemente bajo la formación Río Damas.

En el sector del Estero de Yeguas Muertas, adyacente al Cerro Panimávida donde se extrajeron muestras de roca, Mardones (2019) describió esta unidad como una intercalación de areniscas calcáreas y lutitas pardo oscuro a negras, con presencia de yeso diapírico irregular sumamente meteorizado y deformado hacia el techo, en el contacto con la formación Río Damas. Las areniscas son de grano muy fino con matriz calcárea de muy buena selección, redondeamiento y esfericidad, presentando una alta madurez textural y química. Por otra parte, las lutitas poseen una matriz tamaño arcilla, selección media y cemento calcáreo. Estas sucesiones se encuentran altamente fracturadas y cortadas por numerosos cuerpos intrusivos hipabisales oxidados que presentan pátinas de calcita. A lo largo de la secuencia, la misma autora reconoce estructuras sedimentarias de estratificación cruzada y paralela, gradación normal y calcos de carga. Además, Thiele (1980) identificó ejemplares de amonites *Araucanites sp.* y *Perisphinctes sp.*, propios de un ambiente marino. Particularmente para estas secuencias, Mardones (2019) interpreta un ambiente batial mediante el levantamiento de columnas estratigráficas.

Esta formación tiene asignada una edad Caloviano-Oxfordiano (Thiele, 1980), siendo la más antigua de las unidades mesozoicas que afloran en la zona de estudio N°1. Durante este rango de tiempo, el régimen tectónico transtensional/extensional resultó en el desarrollo de un arco magmático de bajo relieve que se encontraba mayoritariamente sumergido y que se relacionaba a altas tasas de subsidencia (Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2014). La paleogeografía inferida sugiere la conexión entre la cuenca de Neuquén, ubicada en el trasarco, y el Océano Pacífico (Howell et al., 2005; Rossel et al., 2014), por consiguiente, los depósitos marinos de la formación Río Colina, depositados en esta cuenca, son considerados representativos del primer evento de transgresión marina del ciclo tectónico Andino, a la latitud de la zona de estudio (Charrier et al., 2007). Lo anterior es congruente con el ambiente de sedimentación marino profundo reductor y somero, propuesto por Mardones (2019).

4.3.2 Formación Río Damas

Esta formación fue definida por Klohn (1960) en el valle del río Damas, en la provincia de Colchagua, como un complejo continental de sedimentos clásticos, finos y gruesos, y de sedimentos químicos esporádicos. En el valle del río el Volcán, su base se dispone concordantemente sobre la formación Río Colina y su techo subyace, de la misma forma, bajo la formación Lo Valdés (Klohn, 1960; Thiele, 1980), aunque en otros sectores de la zona central de Chile, se ha visto que su techo subyace bajo la formación Baños Morales (Salazar y Stinnesbeck, 2015).

En el sector del valle Las Arenas, lugar de extracción de muestras de roca, aflora una secuencia de aproximadamente 2000 m de potencia con fuerte diaclasamiento. En su base se encuentran conglomerados matriz soportados con clastos polimícticos de andesita, arenisca gruesa y granito con alteración potásica y sericitización. Al oeste le sigue una intercalación de conglomerados y areniscas rojas, presentando hacia el techo conglomerados volcánicos matriz soportados, con clastos andesíticos y matriz de arenisca gruesa fuertemente cloritizada. La secuencia presenta una gran cantidad de estructuras sedimentarias, tales como grietas de secamiento, laminación cruzada y estructuras de carga, entre otras (Mardones, 2019).

Durante el Jurásico Medio a Tardío las condiciones tectónicas del margen, en el norte y centro de Chile, cambiaron de extensionales transtensivas a transpresivas (Creixell et al., 2011; Rossel et al., 2014). Esto habría implicado que la cuenca de antearco, junto con el arco magmático, emergieran provocando la desconexión entre la cuenca de trasarco y el océano Pacífico, es decir, las aguas oceánicas se retirarían por completo de la cuenca de Neuquén. En este contexto, los sedimentos erosionados del arco, representado por los granitoides del Jurásico Medio a Tardío y por las Formaciones Horqueta y Ajial, comienzan a depositarse en la cuenca de Neuquén conformando la Formación Río Damas (figura 11.b) (Rossel et al., 2014). Para Charrier y colaboradores (2007) esta formación registra la transición entre el primer y segundo evento de transgresión-regresión marina. A partir de geocronología de U-Pb y criterios de superposición, se le asigna un rango de edad Oxfordiano-Tithoniano (Aguirre et al., 2009; Mardones, 2019; Rossel et al., 2014; Thiele, 1980). Así, esta unidad se habría depositado en un ambiente subaéreo fluvial-aluvial evidenciando facies de abanicos proximales, medios y distales. Hacia el techo expone una facie volcánica subaérea cercana al arco contemporáneo (Mardones, 2019).

4.3.3 Formación Lo Prado

Esta formación fue definida por Thomas (1958) y corresponde a una secuencia volcánica con intercalaciones sedimentarias marinas, de base no expuesta y techo que subyace concordantemente bajo la formación Veta Negra (Sellés y Gana, 2001). Sus secuencias volcánicas están compuestas por tobas, pómez, lavas dacíticas y lavas andesíticas autobrechizadas, y sus intercalaciones sedimentarias, en general relacionadas al techo de la formación, incluyen calizas bioclásticas, areniscas calcáreas fosilíferas, lutitas, arenitas feldespáticas y conglomerados. Esta formación se encuentra intruída por plutones datados en 114-104 Ma, con extensas aureolas de metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal (Sellés y Gana, 2001).

En la quebrada La Plata, lugar de extracción de muestras, la formación alcanza una potencia de 600 m (Wall et al., 1999) y manifiesta sus secuencias sedimentarias como una serie de franjas delgadas y alargadas en la dirección NS, en las que se han reconocido fósiles de ammonites *Holcoptychites neuquensis* y bivalvos *Hippuritoida* (Rudistas), y estructuras sedimentarias de paleocanales, estratificación cruzada y estratificación paralela, por lo que han sido relacionadas a un ambiente marino (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001).

La formación Lo Prado se depositó en la cuenca de antearco homónima, que estaba bajo el nivel del mar, desarrollada gracias al alzamiento de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la Cordillera de la Costa durante el Cretácico temprano (figura 11.b) (Tapia et al., 2020). A partir de la fauna fósil encontrada en sus estratos, se le ha asignado una edad Hauteriviana temprana para los niveles superiores y Berriasana para su base (Sellés y Gana, 2001; Wall et al., 1999), las cuales coinciden con edades de Ar-Ar en plagioclasa de 131 y 120 Ma de Boric y Munizaga (1994) y Morata et al. (2006), respectivamente. Boyce (2015) amplía el rango determinando una edad máxima de 157 Ma, a partir del análisis de circones detríticos. Según Sellés y Gana (2001) la secuencia representa depósitos acumulados en un ambiente marino litoral, contemporáneo con actividad volcánica explosiva intermedia a ácida, en parte de carácter ignimbrítico.

4.3.4 Formación Lo Valdés

Esta unidad fue definida por González (1963) en la localidad de Lo Valdés, en el valle del río el Volcán, como un conjunto sedimentario fosilífero con algunas intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas y capas lenticulares de yeso hacia la parte superior, que dispone su base concordantemente sobre la formación Río Damas, y en algunos sectores sobre la formación Baños Morales, y su techo posee contacto erosivo con la formación Colimapu (Thiele, 1980). Salazar y Stinnesbeck (2015) determinaron que posee tres miembros; Miembro Escalador, Miembro Placa Roja y Miembro Cantera, de base a techo. Sus afloramientos se pueden observar en gran parte de la zona de estudio N°1. A continuación se describen las observaciones realizadas por Mardones (2019) en tres sitios relevantes para el presente estudio:

- En el sector de las Termas el Plomo, la unidad aflora como una sucesión de areniscas, lutitas calcáreas, lutitas fosilíferas, areniscas finas a medias, areniscas calcáreas fosilíferas, areniscas volcanoclásticas, conglomerados, brechas volcánicas, calizas, coquinas y lavas andesíticas, con un total de 1300 m de espesor en los cuales las lutitas negras y areniscas predominan. Toda esta secuencia se puede correlacionar con un miembro basal de la formación Lo Valdés, debido a su registro fósil.
- Cerca del paso fronterizo Piuquenes, se expone una unidad de 2000 m de potencia, compuesta por una intercalación de calizas amarillas fosilíferas (bivalvos) y lutitas negras, con predominancia de lutitas. Sus características litológicas y los fósiles presentes permiten correlacionar esta sección a un miembro medio de la formación.
- En el valle Las Arenas, la unidad expone areniscas gruesas y conglomerádicas polimícticas hacia la base, lutitas negras intercaladas con calizas y calcilutitas negras sin fósiles. Finalmente, hacia el techo, areniscas con presencia de bivalvos, moldes de amonites y estructuras sedimentarias que indican que este está hacia el oeste.

Durante la depositación de la formación Lo Valdés, la cuenca de Neuquén estaba conectada al océano Pacífico (Tapia et al., 2020), lo que se ve representado en su amplio registro fósil marino, que comprende una gran cantidad de especies de la subclase *Ammonoidea* y *Bivalvia*, y en las estructuras sedimentarias reconocidas, las que corresponden a paleocanales, calcos de carga, estratificación cruzada y paralela, gradación inversa y ondulitas. A partir de esto, tiene asignado un rango de edad Kimmeridgiano-Tithoniano, y se relaciona a un ambiente de sedimentación marino con variaciones de energía, desde marino profundo, transicional a costero (Mardones, 2019).

4.3.5 Formación Colimapu

Esta formación fue definida en primera instancia por Klohn (1960) como un conjunto sedimentario de origen terrestre. Se superpone, concordantemente y en transición paulatina, a los estratos de la formación Lo Valdés (Thiele, 1980), y subyace concordantemente bajo la Unidad Las Coloradas en la ladera sur del valle del río El Volcán (Mardones, 2019).

En el valle del río el Volcán, Mardones (2019) observó una secuencia que, de base a techo, se describe como sigue: brecha sedimentaria clasto soportada de matriz de arenisca calcárea y

clastos de lutitas y areniscas calcáreas, brecha sedimentaria matriz soportada de matriz volcánica alterada a clorita y clastos de areniscas y lutitas negras calcáreas, brecha volcánica matriz soportada con clastos de areniscas y lutitas calcáreas, lavas andesíticas con vesículas y amígdalas rellenas con cristales de clorita intercaladas con brechas volcánicas e intercalaciones de calizas y areniscas calcáreas. Además, observó estructuras sedimentarias de estratificación paralela y gradación normal.

A partir de sus características, se relaciona a un ambiente de formación altamente oxidante, continental subaéreo (Thiele, 1980). Lo anterior es consistente con la paleogeografía durante su depositación, puesto que sus sedimentos representan la desconexión de la cuenca de Neuquén con el océano Pacífico, producto del alzamiento de la cuenca de antearco de Veta Negra, tal como se observa en la figura 12.a (Tapia et al., 2020). Hacia su base se reconoce ambiente de abanico aluvial progradante cercano a la costa y también un subambiente de frente de playa. Hacia el techo se observan facies aluviales de abanicos en retroceso (Mardones, 2019). Esta formación tiene asignada una edad mínima Albiana (Thiele, 1980). Además, mediante el análisis de circones en arenisca, se han obtenido edades entre los 80 y 118 Ma (Aguirre et al., 2009).

4.3.6 Formación Las Chilcas

Esta formación fue definida por Thomas (1958) como una sucesión volcanoclástica de 7 km de potencia, con marcada variación lateral y vertical de facies. Ha sido modificada y redefinida por varios autores quienes consideran distintos miembros y relaciones de contacto. En general, se dispone en discordancia angular sobre la formación Cerro Morado, en el valle del río Aconcagua, y subyace de la misma forma bajo la formación Lo Valle (Boyce, 2015; Thomas, 1958) o bajo la formación Abanico (Sellés y Gana, 2001). Según Boyce (2015) y Boyce y colaboradores (2021) posee una potencia de 3000 m y se divide en 4 miembros, que de base a techo se definen como sigue:

- Miembro Pitipeumo: 435 a 1015 m de areniscas intercaladas con conglomerados, brechas, lavas andesíticas y dacíticas. Hacia la base presenta una intercalación de calizas, margas y calcarenitas. Se relaciona con ambientes marino y fluvial, coetáneo a actividad volcánica.
- Miembro Tabón: 500 a 2500 m de brechas sedimentarias y conglomerados con intercalaciones de niveles finos. Intercalaciones volcánicas poco frecuentes. Se interpreta como un ambiente fluvial aluvial.
- Miembro Ñilhue: 85 a 835 m de calizas y depósitos calcáreos. Se relaciona con un ambiente acuático continental o marino.
- Miembro El Calvario: 900 a 2000 m de brechas andesíticas intercaladas con andesitas masivas, conglomerados masivos y potentes niveles de brechas sedimentarias. Se interpreta como un ambiente aluvial con intensa actividad volcánica.

Destacan los afloramientos del cordón Santa Elena, ubicados en los cerros Calera y Lonquén, por ser lugar de extracción de muestras. Allí, se pueden observar estratos calcáreos fosilíferos marinos de hasta 100 m de potencia, intercalados en los niveles bajos a medios de la formación, en los cuales se reconocen ostrácodos de los géneros *Argilloecia* y *Krithe*, además de

estromatolitos y foraminíferos de las familias *Globigerinidae*, *Miliolidae* y *Rotalidae*, todos estos indicativos de un ambiente marino litoral y edad albiana (Sellés y Gana, 2001).

Estudios recientes en la localidad tipo Las Chilcas (~33° S) han demostrado la naturaleza sinorogénica de sus depósitos (Boyce et al. 2014), que se asociaron con el último episodio de contracción del Cretácico Inferior (Charrier et al. 2007). La cuenca de retroarco donde se depositó esta formación, se desarrolló producto del hundimiento lateral generado por la inversión de la cuenca de antearco de Veta Negra, la cual estaba levantada parcialmente por la falla Los Perros (figura 12.b). Esto provocó el ingreso del Océano Pacífico y la depositación del Miembro Pitipeumo. Posteriormente, la cuenca se rellenó con depósitos fluviales, aluviales y volcánicos (Boyce et al., 2021). La edad de esta formación ha sido ampliamente analizada a partir de su registro fósil y mediante dataciones de U-Pb y K-Ar, situándola entre el Albiano medio y el Campaniano temprano (Arias, 2019).

En la figura 13 se observa un resumen de las secuencias estratificadas descritas, a partir de columnas estratigráficas correlacionadas. Además, se muestran sus principales características litológicas y sedimentarias, junto con sus respectivos ambientes de formación.

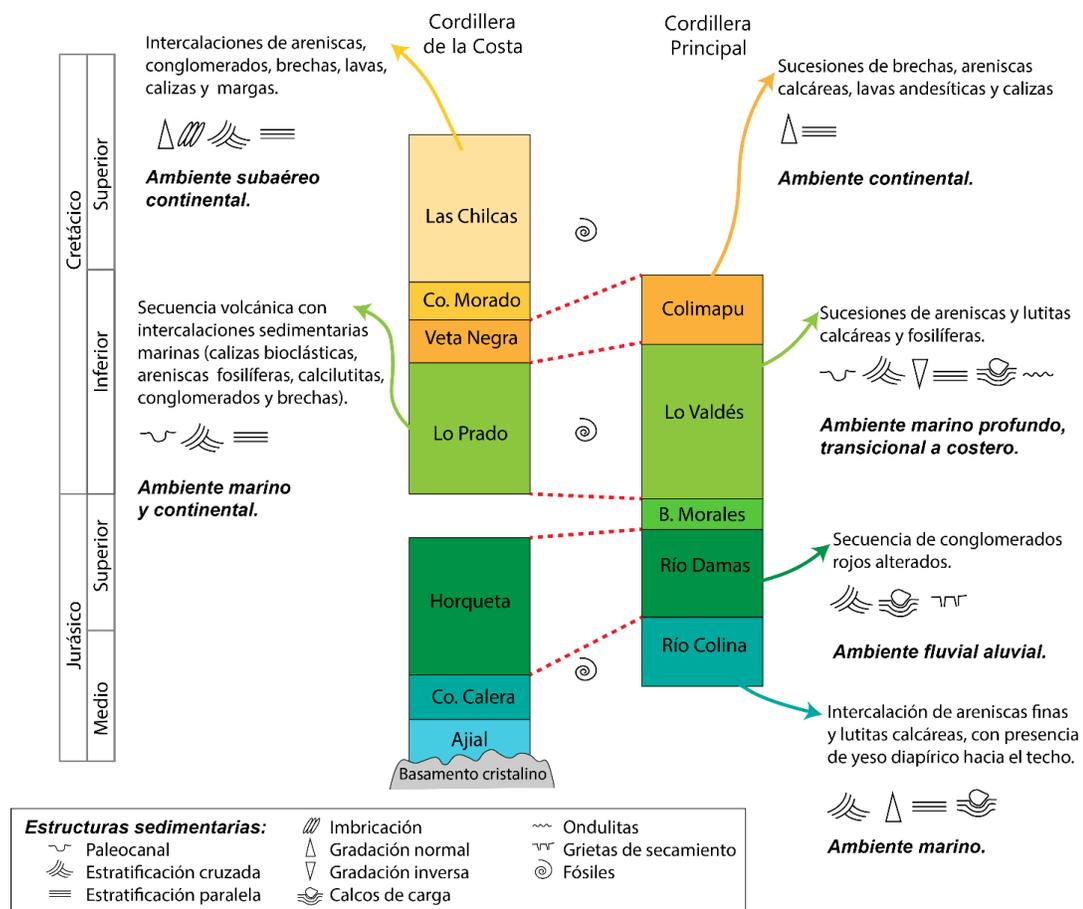


Figura 13. Columnas estratigráficas correlacionadas de las formaciones mesozoicas de la cuenca del río Maipo, con sus principales características litológicas y sedimentarias, junto con sus respectivos ambientes de formación. En la simbología se aprecian las estructuras sedimentarias presentes en cada formación.

5 Resultados

5.1 Compilación de una base de datos geoquímicos de las rocas ígneas

Con el objetivo de realizar una base de datos geoquímicos de las rocas ígneas de la cuenca del río Maipo, se recopilan todas aquellas investigaciones que efectuaron análisis de Sr y química general en ejemplares de la zona de estudio y sus alrededores. Las concentraciones de SiO₂ (wt%), Rb y Sr (ppm) de las rocas, sumado a los valores de la razón isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y la edad de formación, se registran en una tabla dispuesta en la sección Anexos (Anexo B). El criterio de selección de datos se basa en que, como mínimos requisitos, la muestra se ubique entre los 32° - 35° S y presente un valor para la razón isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

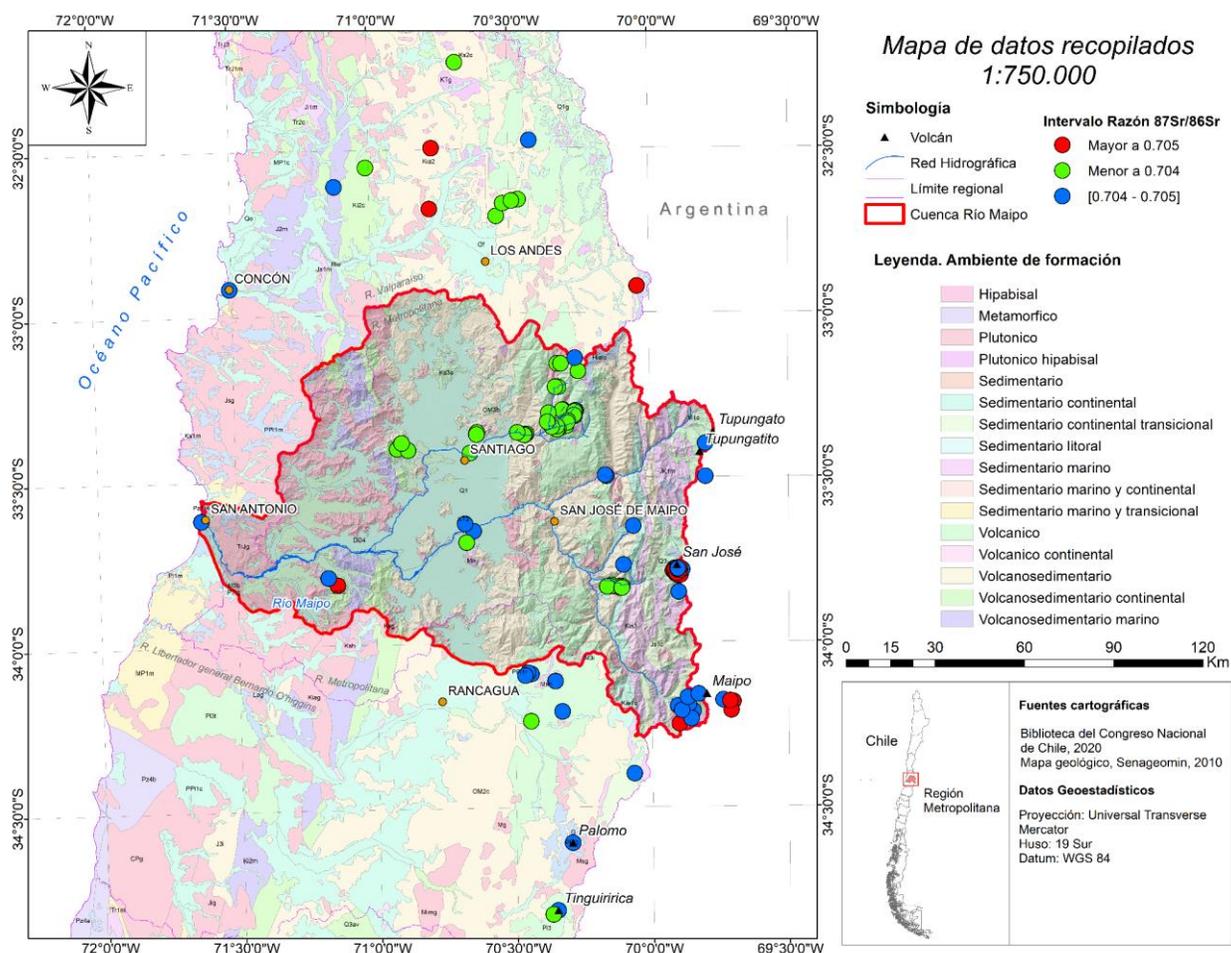


Figura 14. Mapa de distribución geoespacial de los datos recopilados que presentan un valor para la razón ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en la cuenca del río Maipo y sus alrededores. Los puntos de colores indican el intervalo al que pertenece el valor de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de las rocas; en rojo > 0.705, en azul [0.704 – 0.705] y en verde < 0.704. El mapa geológico, expresado en la leyenda, muestra los ambientes de formación de las rocas.

En total se obtiene información de 158 muestras, las cuales corresponden a rocas ígneas tanto extrusivas como intrusivas de composiciones básicas, ácidas e intermedias, con excepción de 2 ejemplares de sedimentos extraídos de las aguas de los ríos Maipo y Aconcagua en sus

desembocaduras (SED-1 y SED-2 de Hildreth y Moorbath, 1988). Las razones isotópicas abarcan cifras que van desde los 0.70337 a los 0.70591, con un 82.3% menor a 0.705, salvo por la muestra CN53 (Hollings et al., 2005) que tiene el valor más radiogénico de 0.71025. La distribución espacial de las muestras se puede observar en la figura 14, la cual deja en evidencia que la información isotópica de los afloramientos ígneos de la Cordillera Principal es mucho mayor en comparación con los de la Cordillera de la Costa y es casi inexistente para sedimentos o rocas sedimentarias.

Del total, 131 ejemplares poseen información completa sobre su geoquímica, siendo utilizados para la creación de gráficos adjuntos en las figuras 15, 16 y 17. En particular, la muestra CN53 (Hollings et al., 2005) es descartada de estos, ya que su razón isotópica se escapa considerablemente del resto de las rocas. Este ejemplar es una roca volcánica dacítica del Cretácico Superior, perteneciente a la formación Las Chilcas, que posee una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.71025 y se encuentra fuera de los límites de la cuenca del río Maipo.

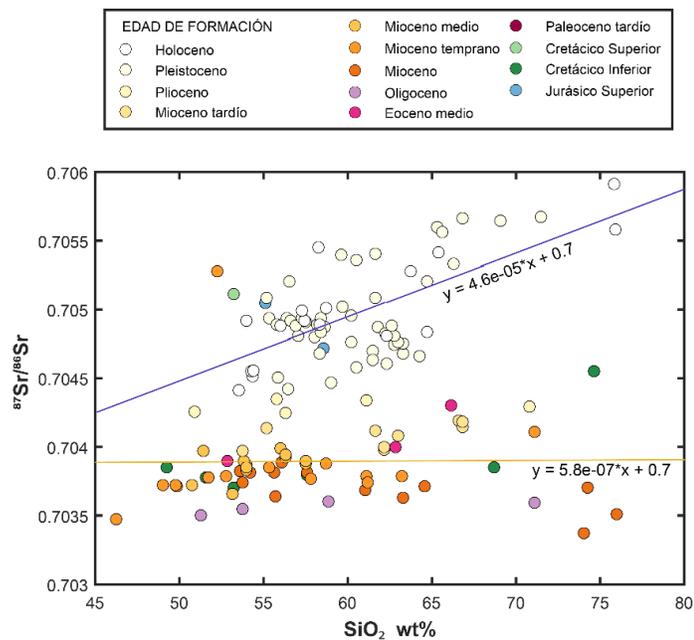


Figura 15. Gráfica de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto de la concentración de SiO_2 wt% de las muestras recopiladas desde la bibliografía disponible. En la leyenda los colores diferencian las edades a las que pertenecen las rocas. Además, se expresan las regresiones lineales formadas por el grupo C1 en azul y el grupo C2 en mostaza, junto a sus respectivas ecuaciones.

En todos los gráficos realizados (figuras 15, 16 y 17) se evidencia la evolución de la razón isotópica desde la época del Oligoceno en adelante, aumentando conforme pasa el tiempo. Particularmente, al graficar esta relación con respecto al porcentaje en peso de SiO_2 (figura 15) se exhiben distintas distribuciones según las edades de formación, destacando las rocas cenozoicas con dos conjuntos de datos. El primer grupo (C1), conformado por 62 rocas extrusivas pertenecientes al Período Cuaternario, de los volcanes Maipo, Tupungato, Tupungatito, Marmolejo y San José (Hickey et al., 1986; Futa y Stern, 1988; Hildreth y Moorbath, 1988; Holm et al., 2014; Weiser et al., 2019; Muñoz-Gómez et al., 2020), posee razones isotópicas entre 0.70441 y 0.70591 que se comportan directamente proporcionales al porcentaje en peso de SiO_2 . Por otro lado, el

conjunto menos radiogénico (C2), constituido por 59 rocas de los Períodos Neógeno y Paleógeno, con aproximadamente un 80% de ejemplares miocenos (Nyström et al., 2003; Vergara et al., 2004; Hollings et al., 2005; Muñoz et al., 2006; Jerez, 2007; Deckart et al., 2010; Muñoz-Gómez et al., 2019), pertenecen a los Estratos del Cordón Los Ratones, a las formaciones Abanico y Farellones y a algunos cuerpos intrusivos y tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70337 y 0.70435, manifestando una permanencia dentro de su rango isotópico sin presentar una proporción con el porcentaje en peso de SiO_2 que sobresalga. Finalmente, el resto de las muestras corresponden a 10 pertenecientes a la era del Mesozoico que también se agrupan en dos; el grupo más radiogénico (M1), que agrupa las rocas del Jurásico Superior y del Cretácico Superior, tiene valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70472 y 0.71025, y el grupo menos radiogénico (M2) que reúne los ejemplares del Cretácico Inferior y tiene razones isotópicas entre 0.7037 y 0.70455. Para las rocas mesozoicas no se advierten proporciones o tendencias en relación con el contenido de SiO_2 , puesto que la cantidad de datos es muy pequeña en comparación con las cenozoicas.

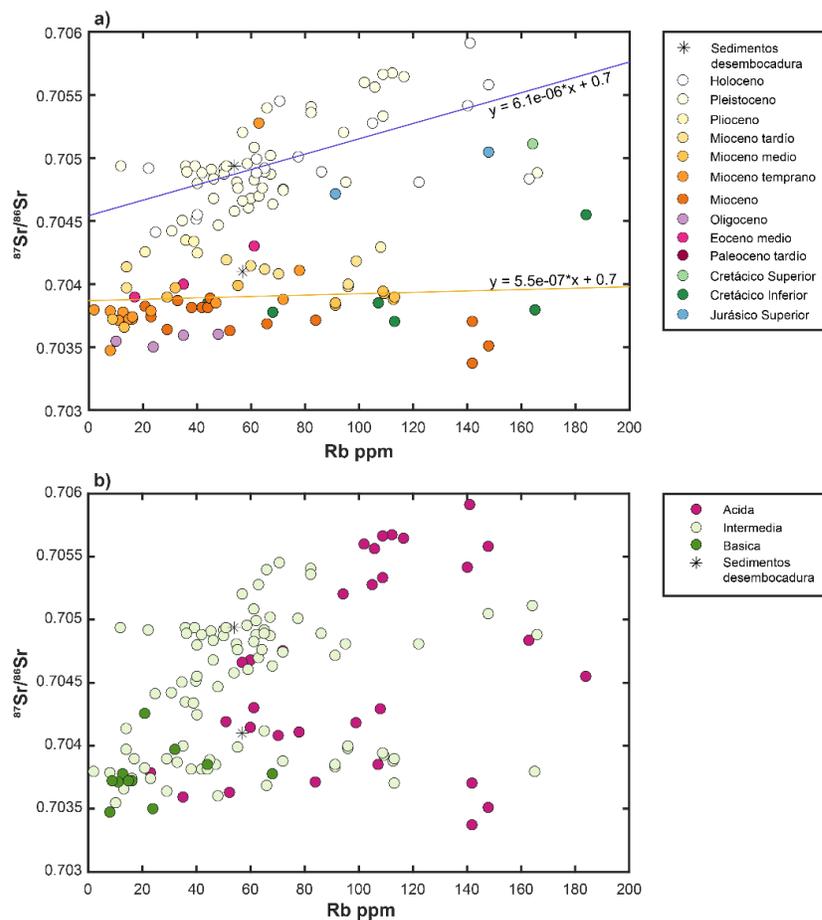


Figura 16. Gráficas de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto de la concentración de Rb ppm de las muestras recopiladas desde la bibliografía disponible. En a) los colores diferencian las edades a las que pertenecen las rocas y, además, se expresan las regresiones lineales formadas por el grupo C1 en azul y el grupo C2 en mostaza, junto a sus respectivas ecuaciones. En b) los colores manifiestan la clasificación química con respecto al contenido de sílice (SiO_2 wt%); en fucsia se encuentran las rocas ácidas (≥ 63 wt%), en verde claro las intermedias (52 – 63 wt%) y en verde oscuro las básicas (≤ 52 wt%). En a) y b) se agregan los datos de los ejemplares de sedimentos SED-1 y SED-2, representados por un asterisco *.

En la figura 16.a) se grafica la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a la concentración de Rb en ppm, destacando las distintas edades que toman las muestras. Entre estas, el grupo C1 manifiesta una pequeña relación directa entre ambas variables y el grupo C2 se mantiene constante sin mostrar una proporción relevante. Por otra parte, la figura 16.b) expresa la misma gráfica que en a) pero diferenciando la clasificación química de las rocas con respecto al contenido de sílice. En general, las rocas ácidas poseen una mayor concentración y rango de Rb (23 – 198 ppm) y un mayor intervalo para la razón isotópica (0.70337 – 0.70591), seguido de las intermedias y, finalmente, las básicas que muestran la menor concentración y rango de Rb (8 – 68 ppm) y un acotado intervalo de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70347 – 0.704252).

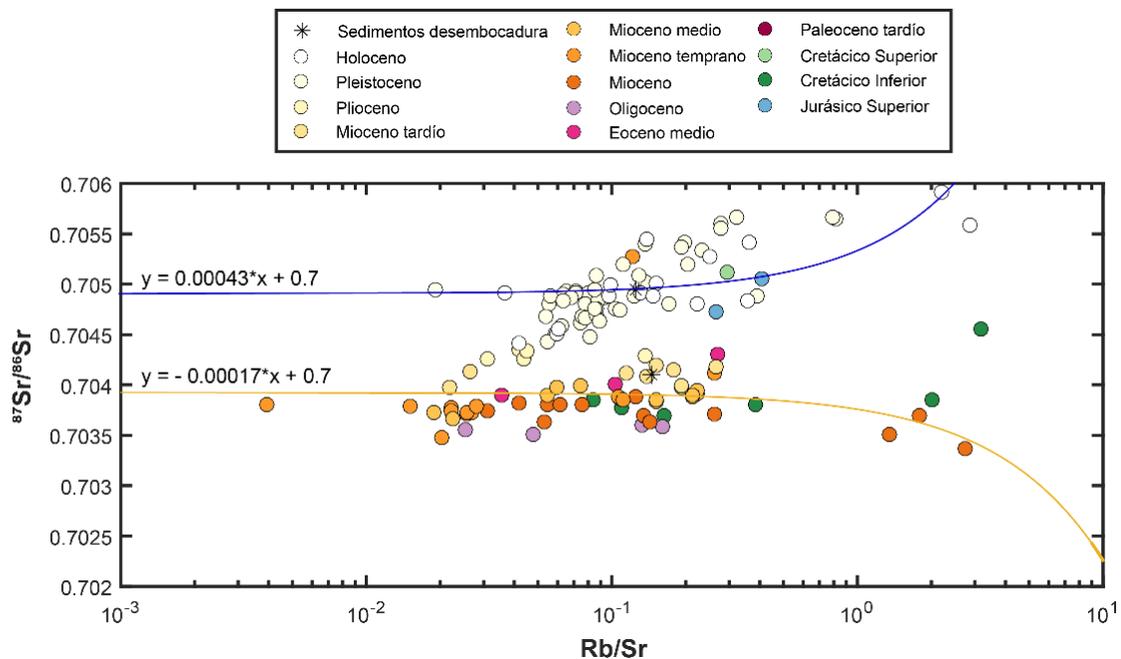


Figura 17. Gráfica de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto de Rb/Sr de las muestras recopiladas desde la bibliografía disponible. En la leyenda los colores diferencian las edades a las que pertenecen las rocas. Además, se expresan las regresiones lineales formadas por el grupo C1 en azul y el grupo C2 en mostaza, junto a sus respectivas ecuaciones. Se agregan los datos de los ejemplares de sedimentos SED-1 y SED-2, representados por un asterisco*.

Finalmente, en la figura 17 se observa la gráfica formada entre la razón isotópica y la relación Rb/Sr, destacando las edades a las que pertenecen las rocas. En general, todos los grupos presentan mayores concentraciones de Sr que de Rb, por lo que sus razones Rb/Sr son en su mayoría menores a 1, con algunas excepciones. Para el grupo C1 se vuelve a observar una proporción directa, demostrando que a medida que aumenta el contenido de Rb con respecto al de Sr también incrementa la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Por otro lado, el grupo C2 también mantiene el comportamiento observado en las figuras 15 y 16, permaneciendo dentro de su rango isotópico sin presentar una proporción sobresaliente.

5.2 Geoquímica e isótopos de las secuencias mesozoicas

En total, se extraen 27 muestras de las cuales 21 pertenecen a la zona de estudio N°1 (Cordillera Principal) y 7 a la zona de estudio N°2 (Cordillera de la Costa). De estas, 10 son rocas sedimentarias clásticas, 11 carbonáticas, 5 bituminosas y 1 ígnea, y las formaciones a las que pertenecen se ilustran en la figura 18. Los ejemplares de la zona de estudio N°1 fueron extraídos en el valle de las Arenas y en los valles de los ríos el Volcán y Yeso, tal como se aprecia en la figura 19. La distribución espacial de las muestras extraídas en la zona de estudio N°2 se observa en la figura 20, destacando la Quebrada La Plata y el Cerro Lonquén.

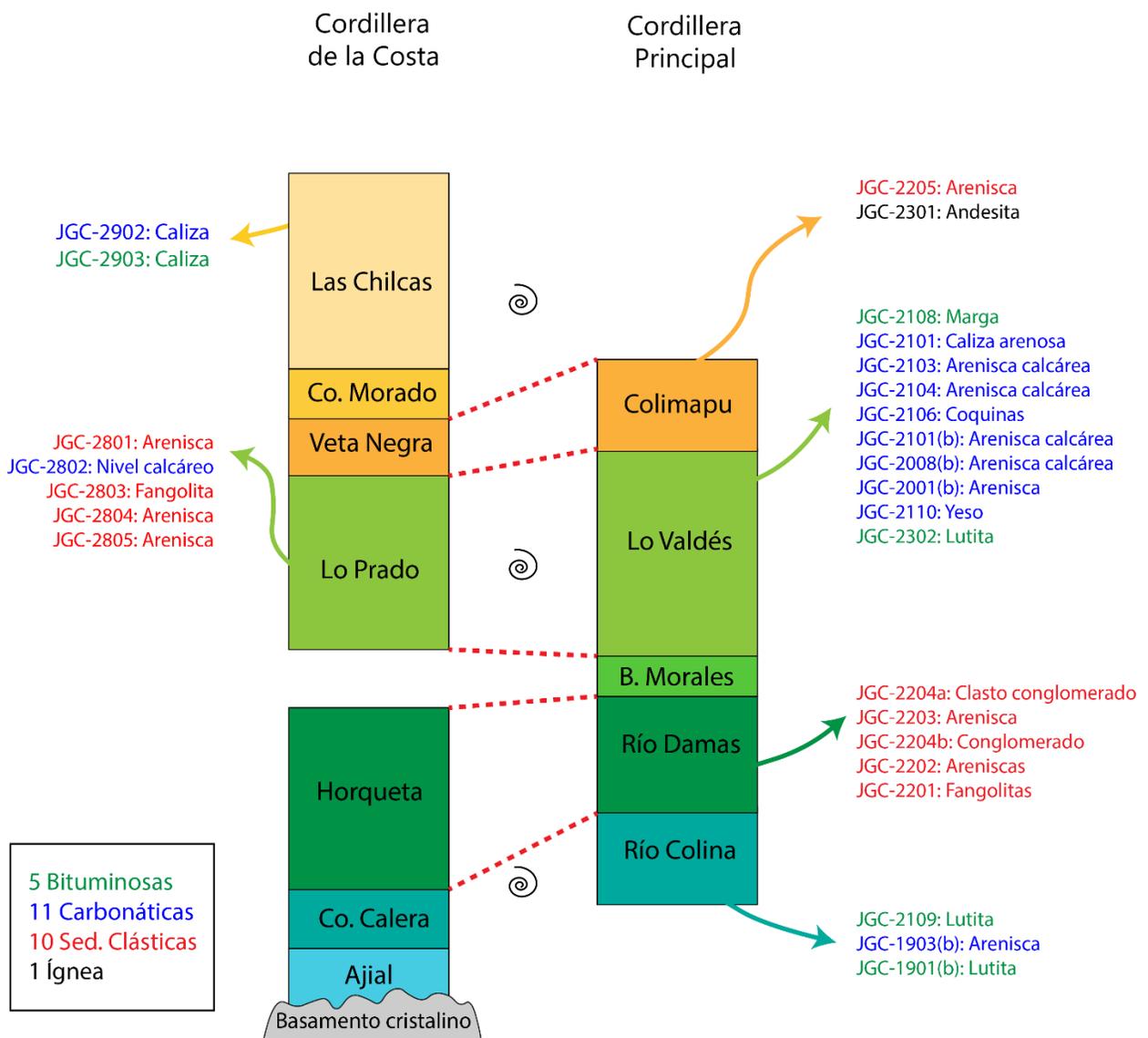


Figura 18. Esquema de las columnas estratigráficas de ambas zonas de estudio correlacionadas, junto con las muestras extraídas de cada formación. En verde se escriben las rocas bituminosas, en azul las carbonáticas, en rojo las clásticas y en negra la ígnea.

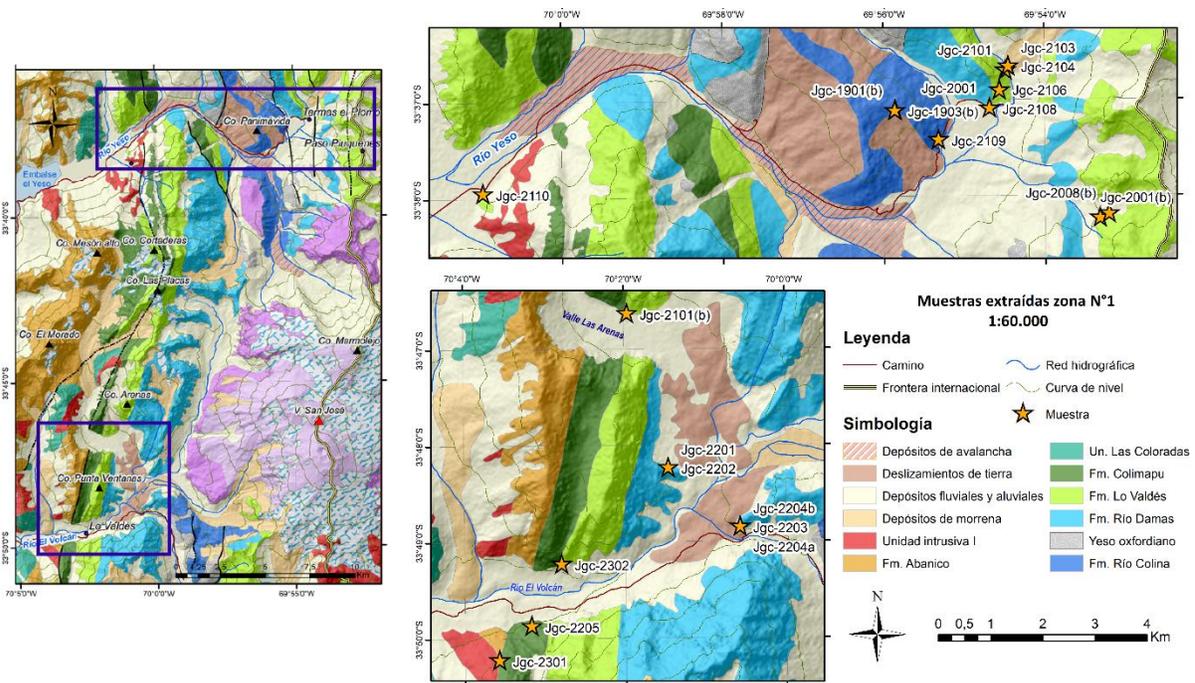


Figura 19. Ubicación de las muestras extraídas en la zona de estudio N°1. En azul están los recuadros de las zonas de extracción ampliadas.

Las composiciones químicas de los ejemplares sedimentarios clásticos se exponen en la tabla 1, de los carbonáticos en la tabla 2 y de los bituminosos junto con el ígneo en la tabla 3, con las concentraciones de elementos mayores en porcentaje en peso wt% y de elementos traza en partes por millón ppm. Además, en la tabla 4 se brinda información sobre la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ junto con las concentraciones de Rb y Sr en ppm.

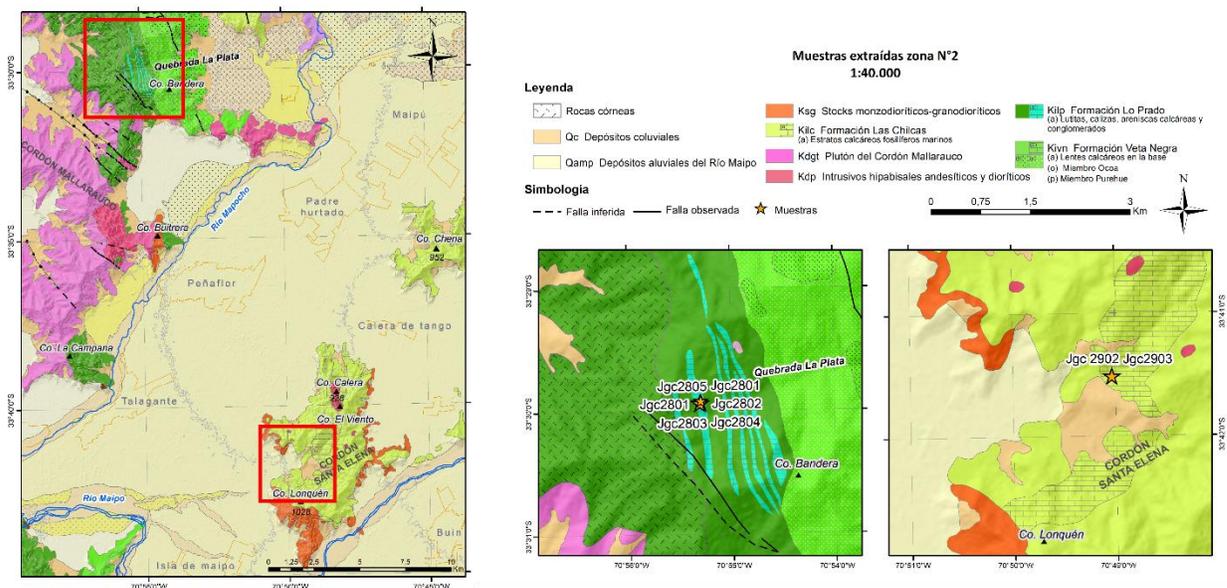


Figura 20. Ubicación de las muestras extraídas en la zona de estudio N°2. En rojo están los recuadros de las zonas de extracción ampliadas.

Tabla 1. Composición química de las muestras sedimentarias clásticas. Las concentraciones de elementos mayores están en wt% y de elementos traza en ppm.

<i>Sedimentarias clásticas</i>										
	Lo Prado				Colimapu	Río Damas				
	Arenisca	Fangolita	Arenisca	Arenisca	Arenisca	Clasto conglomerado	Arenisca	Conglomerado	Arenisca	Fangolita
	JGC-2801	JGC-2803	JGC-2804	JGC-2805	JGC-2205	JGC-2204a	JGC-2203	JGC-2204b	JGC-2202	JGC-2201
SiO₂	71.02	47.05	64.46	67.42	54.59	55.89	54.98	53.23	60.39	61.58
TiO₂	0.55	0.51	0.86	0.44	1.28	0.66	0.97	0.83	0.71	0.44
Al₂O₃	14.22	13.10	17.39	13.28	18.23	17.32	16.97	18.09	17.61	18.58
Fe₂O₃T	4.24	5.09	7.26	5.31	11.22	9.47	9.61	10.12	7.00	5.34
MnO	0.04	0.33	0.08	0.10	0.20	0.14	0.12	0.16	0.05	0.06
MgO	1.00	2.39	1.63	2.01	2.25	5.74	6.22	5.81	1.08	2.39
CaO	2.14	25.79	0.59	5.96	7.53	5.09	4.78	5.27	3.04	0.90
Na₂O	3.88	2.61	3.92	2.95	2.70	4.46	3.67	4.53	9.04	8.94
K₂O	3.05	2.86	3.06	2.39	1.57	1.09	1.96	1.50	0.65	1.44
P₂O₅	0.15	0.22	0.24	0.20	0.43	0.19	0.27	0.21	0.16	0.16
SO₃	0.18	0.21	0.18	0.16	0.07	0.04	0.05	0.03	0.06	0.02
Total	100.47	100.16	99.67	100.22	100.07	100.09	99.60	99.78	99.79	99.85
Sc	4.338	10.934	5.456	3.983	5.371	7.102	11.622	6.811	4.737	1.989
V	79.754	77.327	121.938	70.532	16.177	169.423	215.563	185.766	176.699	81.060
Cr	50.612	14.848	36.101	32.097	36.519	30.743	27.807	37.278	23.620	15.354
Co	6.006	10.784	8.991	9.970	9.977	25.657	25.969	24.750	6.371	10.904
Ni	5.715	6.373	9.331	6.452	5.258	13.806	11.513	13.505	6.634	7.376
Cu	273.859	65.261	535.182	56.057	2.073	3.046	5.635	2.442	38.371	10.683
Zn	9.894	17.491	11.850	15.145	180.527	42.327	40.169	38.160	31.456	31.237
Rb	78.480	87.247	101.982	68.924	3.069	12.469	38.526	16.290	8.206	18.380
Sr	54.546	122.130	29.523	113.532	31.637	185.283	475.811	177.310	152.236	68.694
Nb	4.604	4.628	5.181	4.557	0.003	1.867	2.825	2.386	2.640	3.979
Y	4.906	18.020	3.535	6.985	11.754	4.158	6.686	2.607	2.241	0.917
Zr	74.016	101.714	112.511	82.245	1.276	77.756	68.482	65.633	65.193	58.314
Yb	0.702	1.917	0.679	1.059	0.824	0.715	0.826	0.499	0.418	0.188
W	3.914	1.145	3.849	2.768	0.089	1.940	1.746	1.692	1.270	0.965
Cd	0.043	0.058	0.056	0.072	0.024	0.040	0.037	0.034	0.032	0.042
Sn	1.423	1.370	1.550	1.114	0.055	0.857	1.075	0.845	1.122	0.993
Sb	0.514	0.464	0.465	0.540	0.002	0.163	0.263	0.164	0.429	0.210
Cs	1.939	1.665	1.974	2.012	0.507	0.391	1.520	0.522	0.233	0.270
Ba	428.719	504.784	262.164	367.668	53.773	168.686	496.125	270.389	55.715	131.952
La	7.943	16.828	5.543	14.508	10.924	7.056	9.081	3.737	5.464	1.792
Ce	17.471	28.205	15.105	27.104	26.799	20.989	24.341	11.714	15.359	5.863
Pr	2.332	4.220	2.004	3.971	3.821	2.505	3.209	1.488	2.030	0.801
Nd	9.171	16.457	8.109	15.076	17.551	10.167	13.473	6.252	8.084	3.322
Sm	1.897	3.435	1.792	2.924	3.886	2.112	2.875	1.338	1.560	0.692
Eu	0.483	0.903	0.409	0.650	0.894	0.539	0.784	0.404	0.400	0.177
Gd	1.762	3.549	1.609	2.752	3.636	1.837	2.613	1.173	1.304	0.547
Tb	0.245	0.505	0.242	0.364	0.473	0.253	0.365	0.179	0.172	0.078
Dy	1.370	2.957	1.346	2.000	2.385	1.434	2.015	1.033	0.925	0.414
Ho	0.275	0.627	0.270	0.401	0.425	0.287	0.382	0.215	0.182	0.083
Er	0.749	1.851	0.751	1.104	1.042	0.783	0.997	0.588	0.488	0.218
Tm	0.112	0.287	0.108	0.164	0.139	0.112	0.137	0.081	0.066	0.030
Lu	0.108	0.304	0.098	0.158	0.116	0.105	0.116	0.072	0.061	0.027
Hf	2.186	2.929	3.198	2.390	0.042	2.294	2.184	2.043	1.971	1.840
Ta	0.356	0.348	0.379	0.379	0.003	0.129	0.180	0.171	0.187	0.309
Pb	5.486	19.488	3.962	6.346	3.144	4.165	5.012	3.051	6.831	5.926
Bi	0.218	0.082	0.209	0.175	0.004	0.043	0.094	0.030	0.243	0.137
Th	2.694	8.148	2.000	3.101	1.673	1.560	2.276	0.966	1.232	0.785
U	1.409	2.406	1.093	1.754	0.189	0.973	1.302	1.341	1.358	0.955

Tabla 2. Composición química de las muestras carbonáticas. Las concentraciones de elementos mayores están en wt% y de elementos traza en ppm.

	<i>Carbonáticas</i>										
	Lo Prado	Las Chilcas	Lo Valdés							Río Colina	
	Caliza	Caliza	Arenisca calcárea	Arenisca calcárea	Arenisca calcárea	Coquina	Arenisca calcárea	Arenisca calcárea	Yeso	Arenisca calcárea	Arenisca calcárea
	JGC-2802	JGC-2902	JGC-2101	JGC-2103	JGC-2104	JGC-2106	JGC-2101(b)	JGC-2008(b)	JGC-2110	JGC-2001(b)	JGC-1903(b)
SiO₂	10.39	57.94	22.92	42.30	30.26	25.45	28.72	51.36	0.54	19.21	32.10
TiO₂	0.12	0.46	0.21	0.33	0.17	0.08	0.14	0.19	0.02	0.14	0.42
Al₂O₃	2.56	12.53	4.46	8.22	4.24	1.43	3.31	5.09	0.11	3.18	9.81
Fe₂O₃T	1.34	4.45	1.92	1.96	1.71	0.71	1.44	1.82	0.02	0.90	5.11
MnO	0.94	0.23	0.03	0.01	0.02	0.01	0.06	0.03	0.01	0.02	0.52
MgO	1.12	1.12	2.82	3.03	2.04	6.37	1.04	1.04	0.01	2.95	1.36
CaO	81.16	19.71	56.49	38.22	57.24	64.45	63.11	34.85	39.85	70.50	45.33
Na₂O	0.48	0.97	0.43	0.38	0.24	0.08	0.91	1.51	0.00	0.43	4.00
K₂O	0.52	1.97	1.67	3.63	1.73	0.62	0.42	0.60	0.01	0.46	0.21
P₂O₅	0.52	0.19	6.23	0.74	0.46	0.32	0.28	1.75	0.02	1.36	0.25
SO₃	0.47	0.34	2.47	0.97	1.49	0.39	0.66	1.71	58.45	0.59	0.57
Total	99.62	99.91	99.65	99.79	99.60	99.91	100.09	99.95	99.04	99.74	99.68
Sc	1.092	3.659	3.565	3.452	2.242	0.673	2.117	2.823	0.015	1.360	3.297
V	1.279	7.626	5.541	6.352	3.187	4.241	2.726	4.434	0.317	3.076	22.363
Cr	0.959	2.685	3.039	4.257	2.490	4.855	3.405	4.053	1.146	3.952	1.716
Co	3.285	7.359	1.440	2.481	1.391	0.185	0.572	1.177	4.480	0.774	2.699
Ni	1.629	5.232	9.923	3.604	1.918	1.707	2.130	4.329	0.177	2.817	1.087
Cu	55.538	36.091	2.867	7.992	15.221	0.654	2.548	5.151	0.687	2.264	7.562
Zn	2.043	7.412	1.768	1.763		1.139	9.198	1.891	0.366	2.847	22.022
Rb	0.519	3.614	2.556	1.245	0.655	0.498	0.484	1.168	0.349	0.831	0.953
Sr	140.008	145.227	231.694	195.883	253.629	256.014	416.739	138.323	1383.41	192.352	146.430
Nb	0.000	0.000	0.015	0.001	0.000	0.001	0.000	0.007	0.022	0.003	0.001
Y	2.304	8.360	16.551	7.446	6.814	3.300	6.038	12.342	0.029	5.041	6.923
Zr	0.688	0.826	1.751	0.860	0.492	0.593	0.282	1.249	0.193	0.563	1.061
Yb	0.175	0.689	0.822	0.549	0.532	0.203	0.434	0.662	0.004	0.329	0.617
W	0.047	0.027	0.041	0.121	0.117	0.285	0.058	0.168	0.047	0.134	0.239
Cd	0.017	0.095	0.009	0.007	0.007	0.005	0.021	0.010	0.001	0.009	0.024
Sn		0.004	0.068	0.040	0.010	0.001	0.032	0.145	0.062	0.037	0.123
Sb	0.050	0.005	0.032	0.021	0.021	0.011	0.014	0.034	0.005	0.015	0.026
Cs	0.179	5.169	0.754	0.026	0.017	0.025	0.066	0.071	0.011	0.043	0.244
Ba	3.684	79.797	14.317	5.716	6.438	5.471	6.817	15.398	1.166	29.555	101.541
La	3.718	11.292	10.632	7.923	7.513	2.983	7.454	11.388	0.073	4.057	16.880
Ce	6.937	22.717	14.279	16.182	14.778	4.421	11.732	16.502	0.112	7.673	32.683
Pr	0.802	3.102	1.956	2.091	1.797	0.596	1.520	2.254	0.010	1.049	4.053
Nd	3.218	12.380	7.977	8.315	6.825	2.259	5.774	8.734	0.031	4.163	15.298
Sm	0.654	2.570	1.673	1.797	1.403	0.445	1.172	1.772	0.005	0.881	2.875
Eu	0.156	0.607	0.405	0.368	0.318	0.098	0.309	0.343	0.008	0.174	0.536
Gd	0.653	2.459	1.901	1.788	1.435	0.488	1.247	1.944	0.007	0.916	2.582
Tb	0.081	0.314	0.272	0.238	0.194	0.066	0.163	0.267	0.001	0.125	0.295
Dy	0.411	1.580	1.667	1.262	1.077	0.395	0.915	1.514	0.006	0.709	1.377
Ho	0.081	0.293	0.368	0.241	0.217	0.083	0.181	0.307	0.001	0.141	0.259
Er	0.201	0.757	1.017	0.622	0.586	0.228	0.482	0.800	0.003	0.377	0.670
Tm	0.029	0.108	0.137	0.087	0.083	0.032	0.068	0.107	0.001	0.052	0.097
Lu	0.026	0.104	0.124	0.082	0.082	0.030	0.067	0.099	0.000	0.049	0.090
Hf	0.026	0.029	0.072	0.047	0.029	0.020	0.014	0.053	0.006	0.023	0.037
Ta	0.000	0.002	0.003	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.005	0.001	0.002
Pb	1.390	3.201	4.234	2.781	1.863	-0.063	0.904	4.669	0.042	1.580	5.748
Bi	0.020	0.044	0.034	0.047	0.019	-0.002	0.014	0.027	0.001	0.008	0.031
Th	0.268	1.260	0.561	1.434	0.665	0.402	0.517	0.880	0.011	0.851	1.894
U	0.369	0.096	0.969	0.141	0.094	1.270	0.797	0.539	0.019	0.646	0.280

Tabla 3. Composición química de las muestras bituminosas e ígnea. Las concentraciones de elementos mayores están en wt% y de elementos traza en ppm.

	<i>Bituminosas</i>					<i>Ígnea</i>
	<i>Las Chilcas</i>	<i>Lo Valdés</i>		<i>Río Colina</i>		<i>Colimapu</i>
	<i>Calizas bituminosas</i>	<i>Lutita</i>	<i>Lutita</i>	<i>Lutita</i>	<i>Lutita</i>	<i>Andesita</i>
	JGC-2903	JGC-2108	JGC-2302	JGC-2109	JGC-1901(b)	JGC-2301
SiO₂	46.30	20.14	29.04	61.35	76.18	60.04
TiO₂	0.28	0.22	0.12	0.37	0.37	0.96
Al₂O₃	6.56	3.94	3.17	11.86	10.75	17.50
Fe₂O₃T	3.84	1.51	1.47	3.38	2.33	8.48
MnO	0.22	1.11	0.07	0.48	0.06	0.08
MgO	0.64	1.37	0.67	0.67	0.65	1.04
CaO	38.49	67.31	62.72	12.88	3.47	3.25
Na₂O	0.73	0.09	0.15	4.22	2.54	5.56
K₂O	0.84	1.32	0.37	1.45	2.82	2.85
P₂O₅	0.18	0.26	0.31	0.18	0.36	0.31
SO₃	1.61	2.28	1.63	2.84	0.27	0.07
Total	99.69	99.55	99.72	99.68	99.80	100.14
Sc	3.714	2.468	1.589	5.150	4.622	2.908
V	72.866	141.961	19.402	46.560	56.490	110.143
Cr	11.561	10.575	6.434	40.267	35.356	22.625
Co	4.069	2.172	1.615	8.324	6.323	13.850
Ni	5.022	70.170	6.937	25.149	15.185	12.276
Cu	294.961	9.449	8.344	18.838	30.090	9.081
Zn	8.341	25.322	5.805	28.959	46.987	42.471
Rb	29.416	20.070	8.425	44.265	67.947	41.231
Sr	605.762	189.890	207.962	263.540	97.260	351.235
Nb	1.483	2.295	0.544	4.057	4.227	9.017
Y	6.397	14.038	3.670	10.959	9.363	2.466
Zr	22.736	21.794	6.671	41.795	80.221	111.425
Yb	0.680	1.028	0.368	1.107	1.650	0.446
W	1.189	0.425	0.345	3.163	2.897	2.004
Cd	0.068	0.178	0.042	0.063	0.095	0.083
Sn	0.979	1.046	0.784	1.000	2.000	1.647
Sb	0.202	0.480	0.160	0.549	0.714	0.151
Cs	3.136	0.979	1.692	2.670	3.631	0.866
Ba	224.004	105.388	60.607	263.990	968.013	418.600
La	6.852	12.895	3.971	25.122	19.260	7.032
Ce	11.172	18.268	5.569	41.024	40.040	18.334
Pr	1.753	2.631	0.858	4.794	5.606	2.502
Nd	6.937	9.693	3.286	17.392	22.241	9.883
Sm	1.405	1.816	0.626	3.069	4.391	1.919
Eu	0.402	0.441	0.168	0.719	0.801	0.578
Gd	1.502	2.087	0.745	3.243	3.927	1.633
Tb	0.204	0.287	0.099	0.413	0.517	0.219
Dy	1.190	1.708	0.608	2.241	2.750	1.149
Ho	0.253	0.376	0.132	0.456	0.558	0.217
Er	0.720	1.089	0.378	1.250	1.614	0.558
Tm	0.105	0.161	0.058	0.176	0.246	0.077
Lu	0.105	0.160	0.057	0.165	0.246	0.065
Hf	0.728	0.629	0.228	1.264	2.480	3.197
Ta	0.116	0.174	0.043	0.326	0.344	0.623
Pb	3.995	4.786	9.996	11.676	15.810	10.556
Bi	0.057	0.061	0.033	0.083	0.174	0.029
Th	1.174	2.041	0.502	3.172	4.063	1.131
U	2.253	5.151	6.482	1.342	2.000	0.968

Tabla 4. Razón isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, concentración de Rb y Sr ppm de las rocas mesozoicas extraídas.

Código	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ
<i>Sedimentarias clásticas</i>				
JGC-2801	78.480	54.546	0.709374	0.000007
JGC-2803	87.247	122.130	0.709379	0.000008
JGC-2804	101.982	29.523	0.712360	0.000005
JGC-2805	68.924	113.532	0.706654	0.000008
JGC-2205	3.069	31.637	0.703801	0.000007
JGC-2204a	12.469	185.283	0.705278	0.000007
JGC-2203	38.526	475.811	0.705051	0.000006
JGC-2204b	16.290	177.310	0.705260	0.000004
JGC-2202	8.206	152.236	0.704863	0.000006
JGC-2201	18.380	68.694	0.705730	0.000006
<i>Carbonáticas</i>				
JGC-2802	0.519	140.008	0.706660	0.000007
JGC-2902	3.614	145.227	0.704120	0.000005
JGC-2101	2.556	231.694	0.707172	0.000006
JGC-2103	1.245	195.883	0.707208	0.000006
JGC-2104	0.655	253.629	0.707208	0.000006
JGC-2106	0.498	256.014	0.707206	0.000006
JGC-2101(b)	0.484	416.739	0.707050	0.000006
JGC-2008(b)	1.168	138.323	0.707156	0.000004
JGC-2001(b)	0.831	192.352	0.707203	0.000007
JGC-2110	0.349	1383.412	0.707317	0.000005
JGC-1903(b)	0.953	146.430	0.705959	0.000007
<i>Bituminosas</i>				
JGC-2903	29.416	605.762	0.704167	0.000007
JGC-2108	20.070	189.890	0.708159	0.000008
JGC-2302	8.425	207.962	0.707200	0.000006
JGC-2109	44.265	263.540	0.707151	0.000006
JGC-1901(b)	67.947	97.260	0.709618	0.000007
<i>Ígnea</i>				
JGC-2301	41.231	351.235	0.703881	0.000007

5.2.1 Elementos mayores

En la figura 21 se presentan las gráficas realizadas a partir de las concentraciones de óxidos formados por elementos mayores con respecto a las de Al_2O_3 . En estas, se observa que todas las rocas carbonáticas y bituminosas se distinguen claramente de las rocas sedimentarias clásticas e ígneas, excepto por los ejemplares bituminosos de la fm. Río Colina y una muestra carbonática de la fm. Las Chilcas. Para el grupo completo de muestras, el contenido de SiO_2 es directamente proporcional al de Al_2O_3 y este, a su vez, tiene proporción inversa con la cantidad de CaO , siendo las rocas clásticas aquellas con la mayor cantidad de SiO_2 y de Al_2O_3 , y menor de CaO . Coherentemente, aquellas con un mayor contenido de CaO son todas las rocas carbonáticas y las rocas bituminosas de la fm. Lo Valdés (figura 21.a y b). La proporción directa se mantiene para Na_2O y Fe_2O_3 respecto de Al_2O_3 , habiendo una mayor concentración de ambos óxidos en las rocas sedimentarias clásticas e ígneas en comparación con las bituminosas y carbonáticas (figura 21.c y d). Por otra parte, en la figura 21.e se observa que la relación entre K_2O y Al_2O_3 es en general más dispersa que las demás, destacando las rocas clásticas de la fm. Lo Prado por presentar un mayor porcentaje en peso de K_2O que las de la fm. Río Damas. Con respecto a la concentración de MgO (figura 21.f), sobresalen tres muestras sedimentarias clásticas de la fm. Río Damas y una roca carbonática de la fm. Lo Valdés por tener un alto porcentaje de este óxido (cercano a 6 MgO wt%). Por otro lado, en la figura 21.g es posible ver que una roca carbonática de la Fm. Lo Prado y una de las bituminosas de la Fm. Lo Valdés son las que poseen la mayor cantidad de MnO . Finalmente,

en la figura 21.h se aprecia que tanto las rocas bituminosas como las carbonáticas, junto con algunas clásticas, generan una recta con pendiente positiva al graficar la cantidad de TiO_2 sobre la de Al_2O_3 .

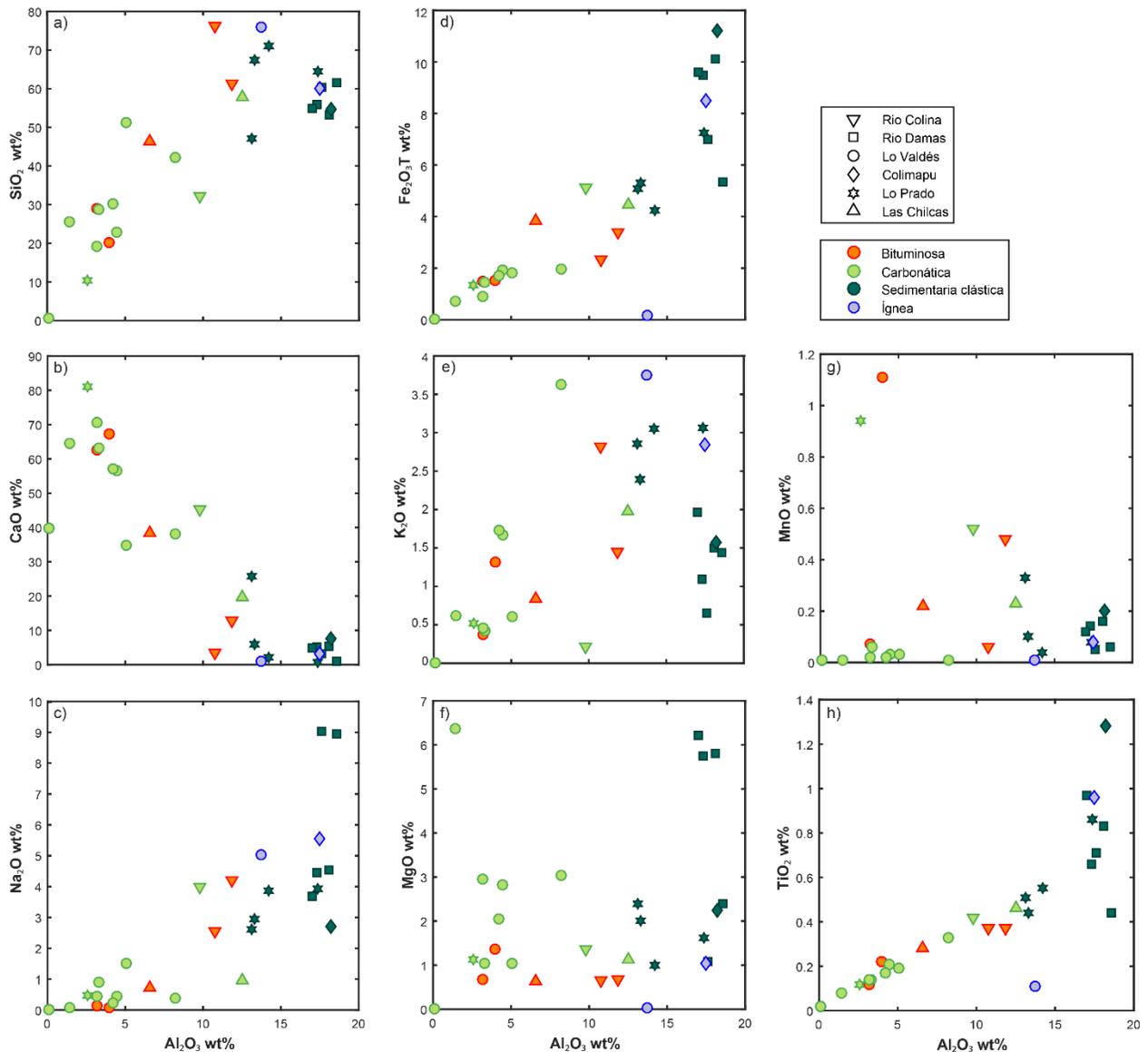


Figura 21. Relación entre óxidos formados por elementos mayores y Al_2O_3 , todos en porcentaje en peso wt%. En la simbología las figuras representan las formaciones a las que pertenecen las muestras y los colores su tipo litológico.

5.2.1.1 Índice de alteración química CIA

Con el objetivo de analizar la meteorización de las muestras sedimentarias clásticas se calcula el índice de alteración química (CIA) propuesto por Nesbitt y Young (1982). Este índice considera que la meteorización química de las rocas de la corteza continental superior puede aproximarse por la meteorización del feldespato, puesto que es el mineral reactivo más abundante. A medida que aumenta el grado de meteorización del feldespato, incrementa la formación de

arcillas y disminuye la cantidad de calcio, sodio y potasio, es decir, aumenta la proporción de Al_2O_3 sobre álcalis (óxidos lábiles CaO , Na_2O y K_2O) en los productos meteorizados.

$$CIA = \{Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)\} \times 100 \quad (2)$$

Para determinar el valor CIA de las rocas clásticas se utiliza la ecuación (2), donde cada óxido se expresa en proporciones moleculares calculadas al dividir el porcentaje en peso del óxido por su peso molecular. La proporción CaO^* se refiere a la cantidad de CaO incorporado en la fracción silíceo de la muestra, por consiguiente, es necesario hacer una corrección del CaO medido. McLennan (1993) propuso corregir el Ca contenido en fosfatos restando de CaO la proporción molecular de P_2O_5 . El resultado obtenido se adopta como CaO^* solo si es menor que la proporción molecular de Na_2O , pues de lo contrario, se considera el valor de Na_2O como CaO^* .

Tabla 6. Índice de alteración química (CIA) para muestras sedimentarias clásticas. Cada óxido se expresa en proporciones moleculares.

	Al_2O_3	CaO^*	Na_2O	K_2O	CIA
<i>Sedimentarias clásticas</i>					
<i>Fm. Lo Prado</i>					
JGC-2801	0.139	0.037	0.063	0.032	51.36
JGC-2803	0.128	0.042	0.042	0.030	52.86
JGC-2804	0.171	0.009	0.063	0.032	61.99
JGC-2805	0.130	0.048	0.048	0.025	51.93
<i>Fm. Río Damas</i>					
JGC-2204a	0.170	0.072	0.072	0.012	52.21
JGC-2203	0.166	0.059	0.059	0.021	54.45
JGC-2204b	0.177	0.073	0.073	0.016	52.25
JGC-2202	0.173	0.053	0.146	0.007	45.62
JGC-2201	0.182	0.015	0.144	0.015	51.09

El valor CIA promedio que tiene la corteza continental superior es de aproximadamente 47, lo que implica que las rocas con valores entre 45 y 55 han sufrido mínima meteorización, representando albitas, anortitas y feldespatos no alterados. En cambio, valores cercanos a 100 reflejan grados de meteorización intensa con remoción completa de elementos alcalinos y alcalino térreos (Li & Yang, 2010; McLennan, 1993). En cuanto a la formación de arcillas, valores que bordean los 75 se dan para muscovitas, entre 75 y 85 para illitas y cercanos a 100 se representa la formación de caolinitas y cloritas (Nesbitt y Young, 1982).

En la tabla 6 se adjuntan los valores CIA de las rocas sedimentarias clásticas. En general, las muestras de la fm. Lo Prado tienen una cifra dentro del rango de la corteza continental superior, con excepción de la muestra JGC-2804 que tiene un valor aproximado de 62. Además, la muestra JGC-2801 presenta el menor valor de todas. Por otra parte, las rocas de la fm. Río Damas también se ubican dentro del rango de la corteza continental superior, con el mayor CIA para JGC-2203 y el menor para JGC-2202.

5.2.1 Razón isotópica, Rb y Sr

La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ graficada respecto del porcentaje en peso de SiO_2 se observa en la figura 22.a, exhibiendo diversas distribuciones según el tipo de roca y la formación a la que pertenece. Para los ejemplares sedimentarios clásticos se aprecia un amplio rango de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que van desde los 0.703801 a los 0.71236, y valores de SiO_2 wt% > 47.05. Además, se observa un cúmulo formado por todas las rocas de la formación Río Damas, que poseen un intervalo acotado en las dos variables ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704863 - 0.70573$ y SiO_2 wt% entre 53 - 62), dando un promedio de 0.705236 ± 0.00049 , con una desviación estándar de 0.00032. Para las rocas de la formación Lo Prado, destaca un par con razón isotópica casi idéntica (promedio 0.709376 ± 0.000002) pero contenido de SiO_2 distinto, además de un par formado por una roca carbonática y otra clástica que tienen razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ promedio de 0.706657 ± 0.000003 . Por otra parte, las rocas carbonáticas expresan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = [0.70412 - 0.707317]$ y concentraciones de $\text{SiO}_2 < 57.94$ wt%, menos por el Yeso de la formación Lo Valdés que tiene un valor de 0.54 SiO_2 wt%. Entre estas, destacan las rocas carbonáticas de la formación Lo Valdés que poseen razones isotópicas que oscilan alrededor del valor promedio 0.707191 ± 0.00014 , con una pequeña desviación estándar de 0.000069. Luego, a pesar de que las rocas bituminosas se presentan dispersas, destacan las muestras de la Precordillera por presentar razones isotópicas más radiogénicas que la Cordillera de la Costa. Finalmente, la roca ígnea se ubica en la esquina inferior derecha del gráfico, expresando una concentración aproximada de 60 wt% SiO_2 y una razón isotópica baja (0.703881), similar a las observadas en la base de datos de las rocas ígneas de la cuenca.

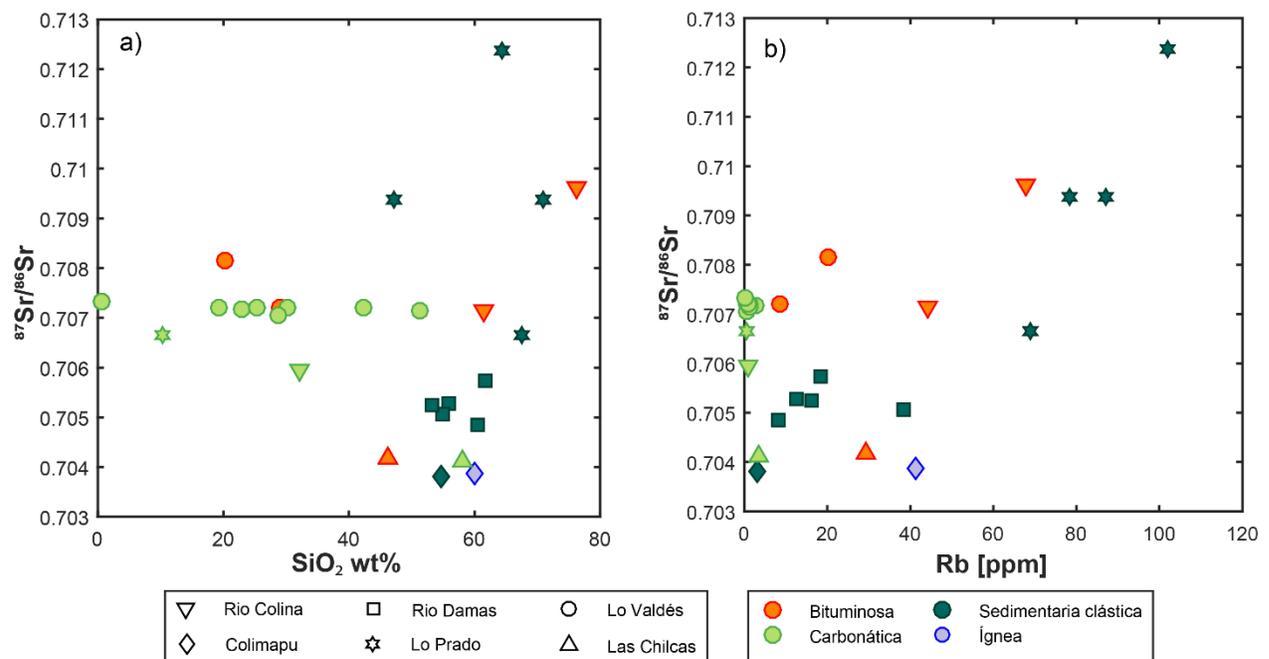


Figura 22. Razón isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs (a) SiO_2 wt%, (b) Rb y (c) Sr ppm. En la simbología las figuras representan las formaciones a las que pertenecen las muestras y los colores a su tipo litológico.

Con respecto a la relación entre la razón isotópica y la concentración de Rb (figura 22.b), se visualiza una correlación para las rocas sedimentarias clásticas y bituminosas. Entre las primeras, destacan las de la formación Lo Prado con un mayor contenido de Rb. Por otro lado, para el conjunto de rocas carbonáticas se advierten concentraciones de Rb < 3.62 ppm, y para las bituminosas valores dentro del rango [8.425 – 67.947] ppm. Finalmente, las rocas ígneas de la formación Colimapu tienen concentraciones de Rb de aproximadamente 41 ppm.

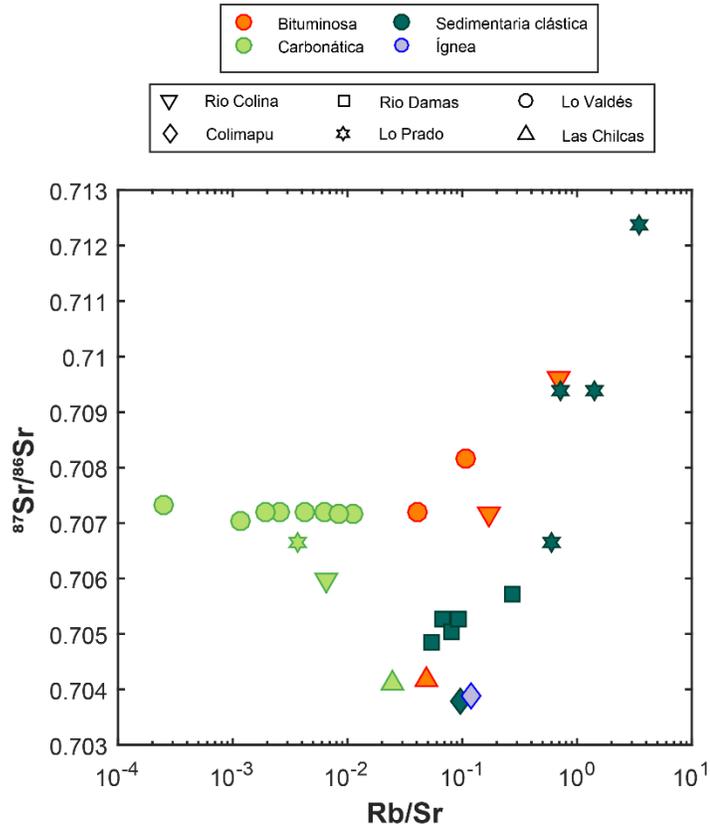


Figura 23. Gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Rb/Sr, con el eje x en escala logarítmica. En la simbología las figuras representan las formaciones a las que pertenecen las muestras y los colores a su tipo litológico.

En el gráfico de la figura 23 se observa que las rocas carbonáticas poseen las menores razones Rb/Sr (entre 0.00025 – 0.025), mientras que el resto de las muestras tienen un rango de 0.04 a 3.45 y generan una relación directamente proporcional entre ambas variables.

Las cantidades de Rb y de Sr se encuentran graficadas con respecto a las de algunos elementos mayores en la figura 24. En ella destaca la proporción directa que existe entre la concentración de Rb y Al (Figura 24.a) de las rocas bituminosas y las rocas clásticas de la formación Lo Prado. Al graficar la concentración de Rb con respecto a la de K (figura 24.c) se aprecia que la proporción directa se da en las rocas bituminosas, ígneas y clásticas. En ninguno de los dos casos se ve una relación significativa para las carbonáticas. Por otra parte, al considerar la cantidad de Sr asociada a la de Al y Ca, se deja evidencia que no existe correspondencia importante entre estas concentraciones (figura 24. b y d), salvo por la que generan las bituminosas de la formación Río Colina junto con la de la formación Las Chilcas en la relación Sr vs Ca (figura 24.d).

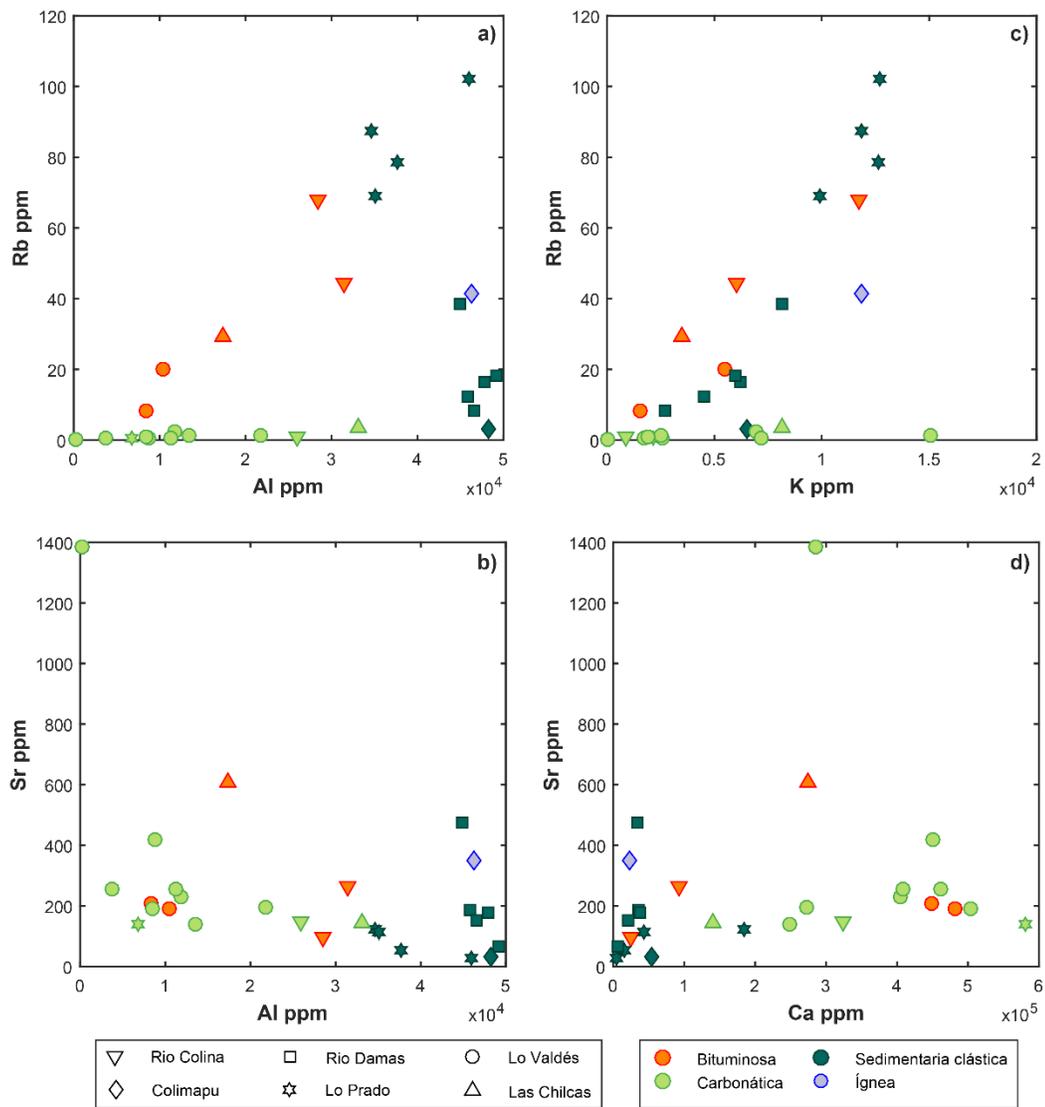


Figura 24. Gráficas de las concentraciones de Rb y Sr con respecto a algunos elementos mayores en ppm. a) Rb vs Al, b) Sr vs Al, c) Rb vs K y d) Sr vs Ca. En la simbología las figuras representan las formaciones a las que pertenecen las muestras y los colores a su tipo litológico.

5.2.2 Patrones de Tierras Raras

A partir de los resultados químicos se realizaron gráficos que muestran los patrones de Tierras Raras (REE) normalizados por el modelo de reservorio uniforme de condrita (CHUR) de McDonough y Sun (1995) (figura 25) y por el modelo composicional de la corteza continental superior (UCC) de Rudnick y Gao (2003) (figura 26). Para determinar las anomalías de Eu y Ce se aplican las ecuaciones (3) y (4), respectivamente (Lanphere y Frey, 1987):

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_N}{\sqrt{Sm_N \times Gd_N}} \quad (3)$$

$$\frac{Ce}{Ce^*} = \frac{Ce_N}{\sqrt{La_N \times Pr_N}} \quad (4)$$

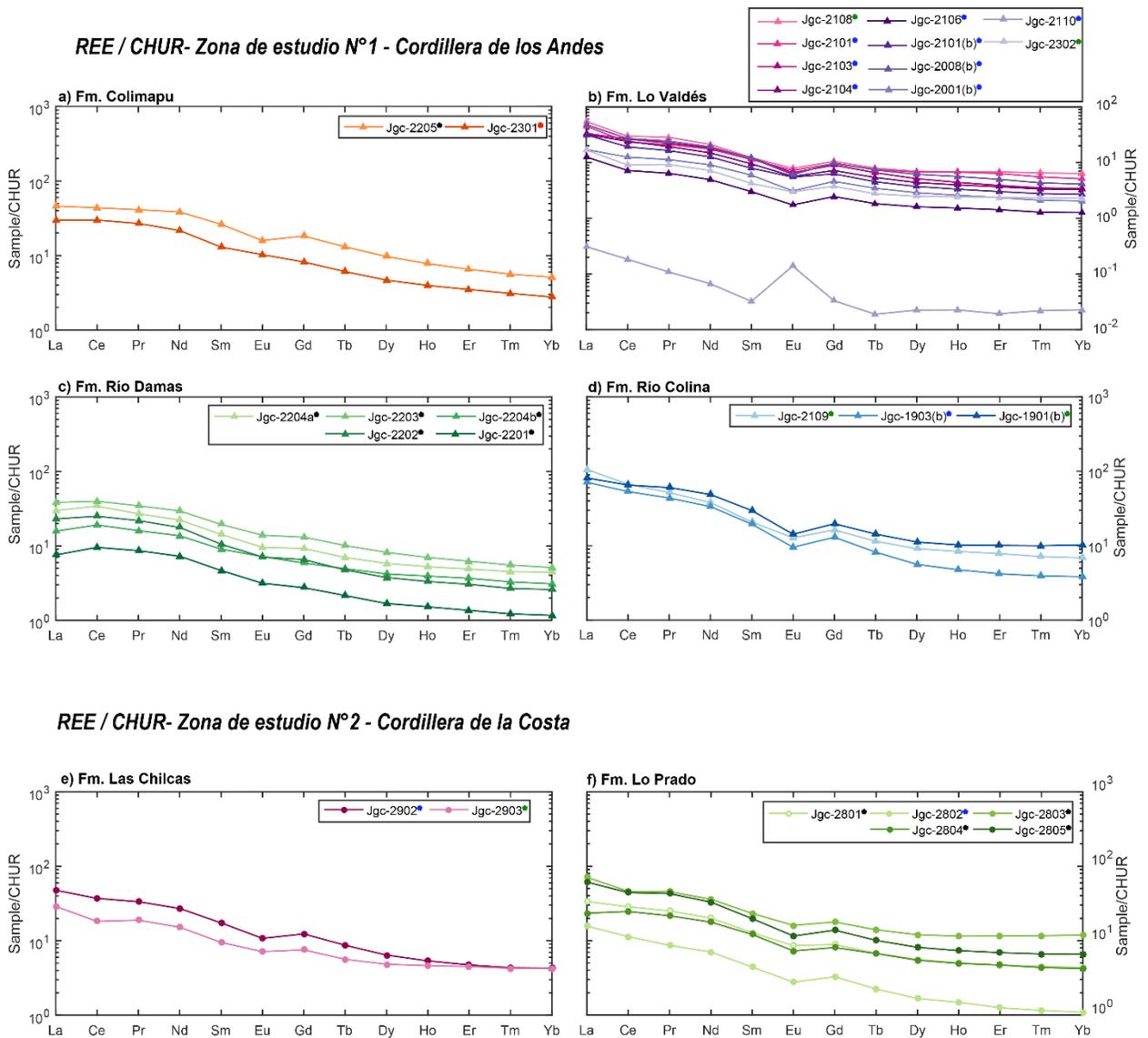


Figura 25. Patrones de REE normalizados por el modelo de reservorio uniforme de condrita (CHUR) de McDonough y Sun (1995). Se observan las muestras distribuidas según la formación geológica a la que pertenecen; a) Fm. Colimapu, b) Fm. Lo Valdés, c) Fm. Río Damas, d) Fm. Río Colina, e) Fm. Las Chilcas y f) Fm. Lo Prado. Al costado de cada código de muestra, expresados en la simbología, se observan puntos de colores que indican el tipo de roca; negro: sedimentaria clástica, azul: carbonática, verde: bituminosa y rojo: ígnea.

En la figura 25 (Normalización CHUR) todas las formaciones presentan una pendiente negativa, lo que se vincula con razones $La/Yb > 1$ en todas las muestras, con valores van desde los 3.37 a los 18.59. Además, todas las muestras, menos el Yeso de la fm. Lo Valdés (4.24), tienen razones $Eu/Eu^* < 1$. La muestra ígnea JGC-2301 de la fm. Lo Valdés y la roca JGC-2204b de la fm. Río Damas presentan valores muy cercanos a 1 (0.99 y 0.98, respectivamente). Por otro lado, todas las rocas de la fm. Lo Prado, menos JGC-2804, junto con todos los ejemplares bituminosos y carbonáticos (menos el Yeso), presentan razones $Ce/Ce^* < 1$, destacando las muestras JGC-2801 (0.98), JGC-2802 (0.97), JGC-2103 (0.96), JGC-2104 (0.97) y JGC-1903(b) (0.96) por tener valores cercanos a 1. En cambio, todas las muestras de la fm. Río Damas junto con la ígnea y la muestra JGC-2804 presentan $Ce/Ce^* > 1$. La muestra de Yeso presenta una razón $Ce/Ce^* \approx 1$.

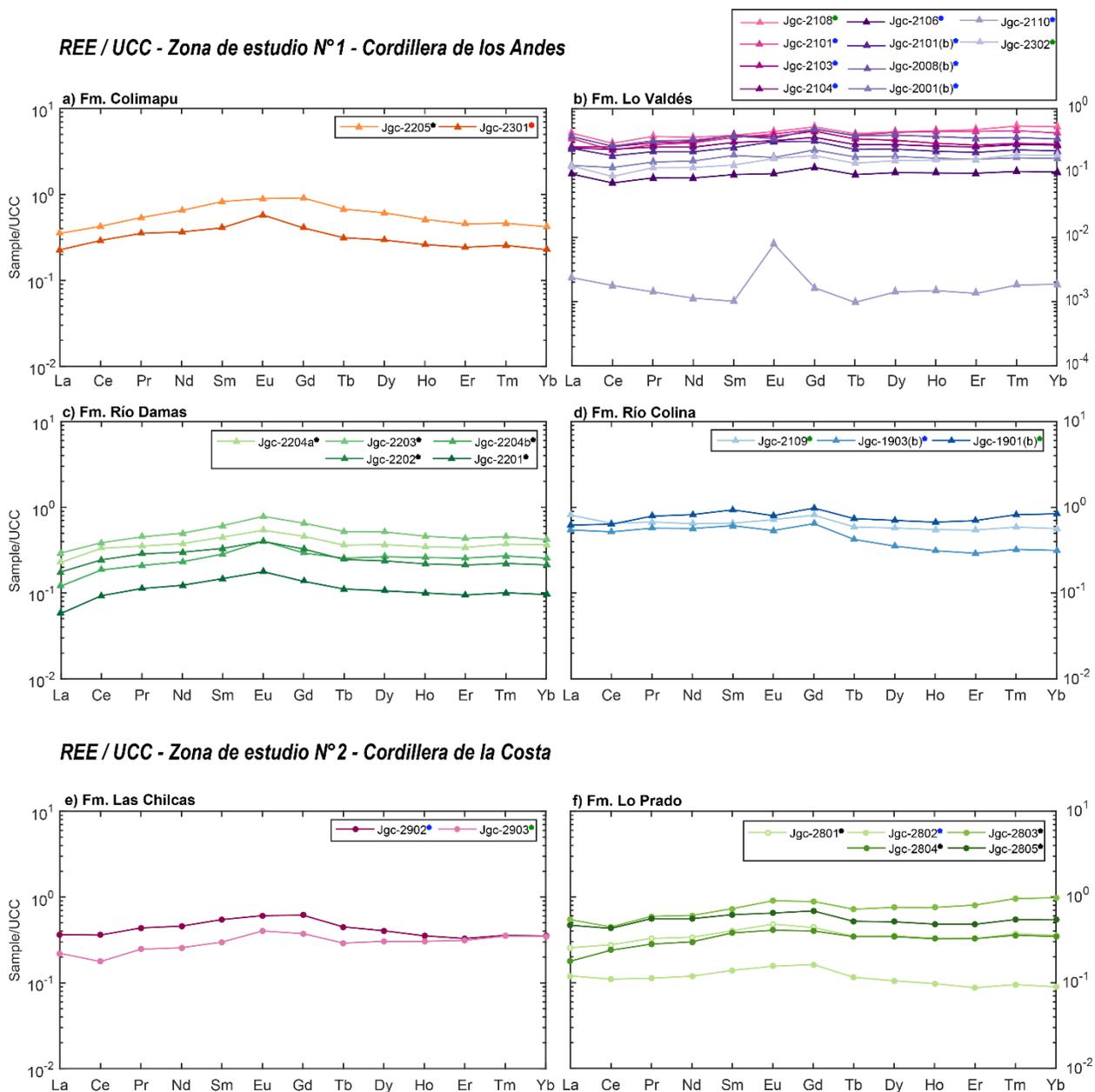


Figura 26. Patrones de REE normalizados por el modelo composicional de la corteza continental superior (UCC) de Rudnick y Gao (2003). Las muestras están distribuidas según la formación geológica a la que pertenecen; a) Fm. Colimapu, b) Fm. Lo Valdés, c) Fm. Río Damas, d) Fm. Río Colina, e) Fm. Las Chilcas y f) Fm. Lo Prado. Al costado de cada código de muestra, expresados en la simbología, se observan puntos de colores que indican el tipo de roca; negro*: sedimentaria clástica, azul*: carbonácea, verde*: bituminosa y rojo*: ígnea.

En la figura 26 (Normalización UCC) se presentan patrones con pendientes más sub horizontales que las de la figura 25, pues las razones La/Yb toman valores que van desde 0.31 a 1.73. Todas las rocas pertenecientes a las formaciones Río Damas, Las Chilcas y Lo Prado (menos JGC-2805) junto con la roca ígnea, el Yeso (6.04), las muestras JGC-2101(b) y JGC-2302 de la fm. Lo Valdés presentan razones $Eu/Eu^* > 1$, destacando la muestra JGC-2802 (1.03) por tener un valor cercano a 1. Consiguientemente, los ejemplares con razones $Eu/Eu^* < 1$ corresponden a todas las de la formación Río Colina, todas las muestras no mencionadas anteriormente de la fm. Lo Valdés y la roca JGC-2805. Entre estas destacan JGC-2805 (0.99), JGC-2108 (0.98), JGC-2101

(0.99), JGC-2104 (0.97) y JGC-2109 (0.99) por tener valores cercanos a 1. Por otra parte, las rocas con $Ce/Ce^* > 1$ corresponden a la roca ígnea junto con todas las de la fm. Río Damas y JGC-2804 de Lo Prado, destacando la muestra ígnea JGC-2301 (1.03) por tener un valor cercano a 1. De esta forma, todas las rocas de las formaciones Río Colina, Lo Valdés, Las Chilcas y el resto de las de Lo Prado tienen $Ce/Ce^* < 1$, destacando JGC-2801 (0.96) y el Yeso (0.98) con valores cercanos a 1.

6 Discusiones

6.1 Contaminación magmática y firma isotópica de rocas ígneas

Del total de datos obtenidos de la bibliografía disponible que están ubicados dentro del perímetro de la cuenca del río Maipo, destacan dos grupos compuestos por rocas cenozoicas. El primero corresponde al grupo C1, compuesto por rocas de centros volcánicos cuaternarios, que tiene razones isotópicas entre 0.70441 y 0.70591, las cuales están directamente relacionadas con los contenidos de SiO₂ y Rb, y son inversamente proporcionales al contenido de Sr. Las razones isotópicas de este grupo caen dentro de la matriz del manto, afirmación que es expresada en cada una de las investigaciones a las que pertenecen los datos (Hickey et al., 1986; Futa y Stern, 1988; Hildreth y Moorbath, 1988; Holm et al., 2014; Weiser et al., 2019; Muñoz-Gómez et al., 2020). Por otro lado, está el grupo C2 compuesto por las rocas neógenas y paleógenas de los Estratos del Cordón Los Ratones, de las formaciones Abanico y Farellones y de algunos cuerpos intrusivos, que tienen razones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0.70337 y 0.70435. Al igual que en el grupo C1, estos valores coinciden con las razones isotópicas del manto, lo cual también es expresado por quienes publicaron los datos (Nyström et al., 2003; Vergara et al., 2004; Hollings et al., 2005; Muñoz et al., 2006; Jerez, 2007; Deckart et al., 2010; Muñoz-Gómez et al., 2019).

Para poder comprender las señales isotópicas de estas rocas ígneas es necesario contextualizarlas de acuerdo con la historia geológica de la zona central del margen andino chileno. A finales del Cretácico Inferior, se registra un cambio en el régimen tectónico debido a una modificación en el vector de convergencia entre las placas (Coney y Evenchick, 1994; Gianni et al., 2020; Somoza y Zaffarana, 2008), el que habría impulsado un evento compresivo durante el Cretácico Superior (Charrier et al., 2007; Steinmann, 1929), dejando atrás la extensión generalizada del Mesozoico (Charrier et al., 2014; Mardones et al., 2021). Posterior a este escenario, durante el Cenozoico se desarrollaron segmentos de subducción plana alternados con segmentos donde, después de la subducción plana, el empujamiento de la losa produjo extensión generalizada y magmatismo basáltico de tras arco, entre los 31 y 37°S (Charrier et al., 2014). De esta forma, a lo largo de este rango de tiempo, el territorio central de Chile experimentó períodos alternados de contracción y extensión localizada en el trasarco, contexto en el cual se depositaron las formaciones a las que pertenecen las muestras recopiladas de ambos grupos.

A finales del Eoceno, hace aproximadamente 36 Ma, comenzó un episodio extensivo que implicó el desarrollo de la cuenca de Abanico durante todo el Oligoceno (Charrier et al., 2002). Dentro de esta cuenca extensional se depositó la fm. Abanico (C2), sucesión volcanosedimentaria que representa un episodio de vulcanismo toleítico de intraarco ocurrido entre los 37 y 23 Ma (Aguirre, 1960; Kay y Mpodozis, 2002; Nyström et al., 2003; Charrier et al., 2005; Mardones et al., 2021), mientras la corteza y la litósfera del manto subcontinental eran delgadas (Charrier et al., 2002). Entre los 21 y los 16 Ma, una disminución en la tasa de convergencia provocaría la inversión tectónica (23 Ma) de la cuenca (Mardones et al., 2021) dando paso a un evento de compresión y deformación de corta duración (Thiele, 1980; Charrier et al., 2002; Muñoz-Sáez et al., 2014). Luego, durante Mioceno temprano se retorna a condiciones extensionales, más suaves que las del Oligoceno, expresadas en el vulcanismo calcoalcalino de los miembros inferior y medio de la fm.

Farellones (C2) (Nyström et al., 2003). El pliegue de estos indica un segundo episodio de contracción, lo que implica que el miembro superior de la fm. Farellones se depositó durante un régimen tectónico pasivo o con una compresión leve (Nyström et al., 2003). Considerando esto, los valores para las razones isotópicas de las muestras de las formaciones Abanico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ promedio de 0.70368 ± 0.00021) y Farellones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ promedio de 0.70376 ± 0.00039) se correlacionan con una fuente magmática directamente extraída del manto, con poca o nula contaminación de materiales corticales, lo que es consistente con una corteza delgada en un ambiente extensional con intervalos cortos y/o leves de compresión que engrosaron ligeramente la corteza con el paso del tiempo, lo que explicaría el aumento de la razón isotópica desde la formación Abanico a Farellones (Nyström et al., 2003).

Los intervalos alternados de extensión y contracción fueron necesarios para la construcción de la Cordillera de los Andes moderna, ya que la litósfera estaba debilitada y los planos de falla formados fueron posteriormente aprovechados para su alzamiento (Jordan et al., 2001). Así, producto del régimen tectónico compresivo que aún persiste en la actualidad, desde el Mioceno medio en adelante la corteza comenzó a engrosarse (Kay et al., 1991) y durante el Mioceno tardío sucedió un gran evento de alzamiento de la superficie que duró 2 Ma y comenzó entre 10.5 a 4.6 Ma (Farías et al., 2008). En este contexto se emplazaron los cuerpos intrusivos del grupo C2 (Deckart et al. 2010), que tienen una razón isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ promedio de 0.70404 ± 0.00029 , la cual no genera relación alguna con los contenidos de SiO_2 , Rb y Sr. La mayoría de estas rocas miocenas han sido asociadas a una fuente levemente heterogénea del manto bajo el arco magmático, la cual estaba ligeramente enriquecida por adición de fluidos desde la placa subductante, por sedimentos terrígenos transportados hacia la cuña del manto y/o por mínimo aporte cortical durante el ascenso del magma (Deckart et al., 2010). La corteza se estaba engrosando cada vez más con el paso del tiempo, lo que abre la posibilidad de tener más material cortical disponible capaz de contaminar la fuente del manto, haciendo mayores sus razones isotópicas. Esto es consistente con el hecho de que, desde la formación Abanico, pasando por la fm. Farellones y llegando hasta los cuerpos intrusivos del Neógeno, el Sr sea cada vez más radiogénico con el paso del tiempo.

Luego, hace alrededor de 4 Ma, la deformación del margen migró hacia el este (Giambiagi et al., 2003a) y la Cordillera Principal alcanzó su elevación actual (Farías et al., 2008), en el contexto de compresión generalizada vigente (Charrier et al., 2014). Las rocas extrusivas y cuaternarias del grupo C1, que se formaron en este escenario, tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proporcionales al contenido de SiO_2 , Rb y Sr, con un promedio de 0.70497 ± 0.00093 , y representan algunos centros volcánicos de la Cordillera de los Andes, tales como los volcanes Maipo, Tupungato, Tupungatito, Marmolejo y San José. La proporción directa generada se puede atribuir a la participación de material cortical originado a partir de magmas evolucionados, puesto que mientras más diferenciado sea un magma, mayores concentraciones de SiO_2 y mayores razones Rb/Sr tendrá y, por lo tanto, evolucionará a un valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más alto (Capo et al., 1998; Banner, 2004; White, 2013). Sin embargo, no existe consenso sobre si el proceso dominante es la contaminación magmática en la base de la corteza (Hickey et al., 1986; Hildreth y Moorbath, 1988; Muñoz-Gómez et al., 2020) o el enriquecimiento de la fuente del manto ligada a erosión por subducción (Futa y Stern, 1988; Kay et al., 2005; Stern et al., 2011; Holm et al., 2014 y referencias allí).

6.2 Ambiente de formación y meteorización de las secuencias sedimentarias mesozoicas

A partir de los datos isotópicos y geoquímicos de elementos mayores y trazas de las rocas sedimentarias mesozoicas analizadas, se discuten a continuación sus ambientes de formación y los índices alteración química de algunas de estas.

Todas las muestras presentan una anomalía negativa de Eu con respecto del modelo de reservorio uniforme de condrita (CHUR) de McDonough y Sun (1995), lo que es consistente con los patrones de REE de rocas sedimentarias post arqueanas, por el reemplazo de Ca^{+2} por Eu^{+2} en las plagioclasas en ambientes reducidos (Ganai y Rashid, 2015).

6.2.1 Signaturas oceánicas en rocas calcáreas

A partir de las cantidades de elementos mayores se observa que las rocas carbonatadas, junto con algunas bituminosas, son consistentes con su naturaleza calcárea teniendo las mayores concentraciones de CaO y las menores de SiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 . Lo mismo sucede con las bajas concentraciones de Rb y altas de Sr, producto del reemplazo del Sr por Ca en los minerales carbonáticos, lo que desarrolla menores relaciones Rb/Sr que el resto de las rocas. Todas estas muestras poseen anomalías negativas Ce al normalizar por el modelo CHUR de McDonough y Sun (1995) y por el modelo UCC de Rudnick y Gao (2003). Generalmente, el agua oceánica posee estas anomalías y los precipitados autógenos la retienen, indicando que se formaron a partir de aguas de fondo marino subóxicas (Ganai y Rashid, 2015).

Para la roca JGC-1903(b) de la fm. Río Colina se tiene una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7059594, la cual es menor que los rangos isotópicos del agua oceánica del momento (Caloviano-Oxfordiano $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70682 - 0.70684$; McArthur et al. 2001). En el Cerro Panimávida, lugar en que se extrajo la muestra, Thiele (1980) reconoció ejemplares de amonites *Araucanites sp.* y *Perisphinctes sp.*, propios de un ambiente acuático salobre o marino. Sumado a esto, Tapia y colaboradores (2020) determinaron a través del análisis U-Pb de proveniencia en circones detríticos que la formación Valle Grande, equivalente al sur de la fm. Río Colina (Charrier et al., 2007), recibía aportes sedimentarios tanto del arco magmático jurásico, ubicado al oeste de la cuenca de Neuquén, como de los altos de basamento localizados hacia el este, lo que sugiere la existencia de barreras topográficas que seccionaban parcialmente la cuenca (figura 11.a). Si bien la formación Río Colina representa un episodio de transgresión marina consistente con el registro fósil, siendo incluso relacionada con ambientes batiales (Mardones, 2019), la razón isotópica de la muestra JGC-1903(b) difiere de las oceánicas y su anomalía negativa de Ce alude a aguas subóxicas. Sumado a esto, a través de su corte transparente (Anexo A) se puede observar una roca compuesta principalmente por micrita y algunos aloquemos fracturados. Considerando lo anterior, junto con el hecho de que las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de un precipitado carbonático representan una mezcla de las diferentes fuentes de estroncio caracterizadas por diferentes composiciones isotópicas iniciales (Geske et al., 2012), se propone que la muestra JGC-1903(b) se formó en un ambiente lacustre salobre de baja energía a profundidades menores a 100 metros, dentro de una subcuenca con una

posible conexión a las aguas oceánicas que actuaba como receptáculo de aguas superficiales y subterráneas, las que combinaban sus proporciones isotópicas y, por lo tanto, alteraban los valores isotópicos obtenidos desde el océano (Doebbert et al. 2014). Otra explicación posible para las razones isotópicas de esta muestra es la variación de su valor original debido procesos que involucren la interacción de la roca con fluidos de composiciones isotópicas distintas que conlleven a la precipitación de grandes cantidades de carbonatos secundarios (Faure, 1977). Sin embargo, los procedimientos de laboratorio que experimentó la muestra implican la eliminación de estos carbonatos secundarios capaces de alterar su composición isotópica, por lo que se descarta esta explicación.

Las rocas carbonáticas de la fm. Lo Valdés, junto con la roca bituminosa JGC-2302, poseen signaturas isotópicas que tienen un valor promedio 0.707191 ± 0.00014 , con una pequeña desviación estándar de 0.000069, lo que se interpreta como pertenecientes a un mismo ambiente de formación. Durante el rango de edad en que se encuadran (Tithoniano - Hauteriviano), la variación secular de las aguas oceánicas en torno a la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entrega valores que van desde un poco más de los 0.7070 hasta bordeando los 0.7074 (McArthur et al. 2001), por lo que las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de estas muestras están dentro del rango isotópico del océano contemporáneo. Por otra parte, la paleogeografía durante la depositación de la fm. Lo Valdés indica que la cuenca de Neuquén, posicionada en el trasarco, estaba conectada al océano Pacífico sin altos topográficos que la dividieran entre sus bordes oriental (antepaís) y occidental (arco magmático jurásico), tal como se observa en la figura 11.b (Tapia et al., 2020). Sumado a esto, el registro fósil encontrado en esta formación pertenece al Phylum *Mollusca*, con un amplio padrón de especies de la subclase *Ammonoidea* y *Bivalvia*, los cuales se han atribuido a ambientes de plataforma y costero, respectivamente (Mardones, 2019). De esta forma, todos los datos mencionados, sumados a los cortes transparentes que evidencian rocas calcáreas con alto contenido de aloquemos esqueléticos y no esqueléticos (Anexo A), refuerzan la teoría de que las rocas de la formación Lo Valdés se depositaron en un ambiente marino formado por la transgresión del Océano Pacífico. Cabe destacar que se descarta la presencia de las aguas del Océano Atlántico, puesto que no registra una transgresión marina hasta finales del Cretácico, relacionada con la depositación del grupo Malargüe (Tapia et al., 2020). Finalmente, la roca bituminosa JGC-2108 no es considerada para el valor isotópico promedio mencionado, ya que posee una cifra mayor de 0.708159, explicada a partir de que sus clastos podrían pertenecer a las partes más antiguas del basamento, lo que aumenta sus razones isotópicas debido a la desintegración radiactiva de ^{87}Rb a lo largo del tiempo (White, 2013).

Por otra parte, para la fm. Lo Prado se tiene solo una roca carbonática (JGC-2802) que posee una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70665971, la cual está por debajo de los valores oceánicos correspondientes al rango de edad en el cual se encuadra la formación (Kimmeridgiano – Barremiano $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70688 - 0.70749$; McArthur et al. 2001). Adicionalmente, en el lugar de extracción de muestra se han encontrado fósiles de amonites *Holcoptychites neuquensis* y bivalvos *Hippuritoida* (Rudistas) (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001), especies registradas ampliamente en la cuenca de Neuquén que habitaban aguas marinas de plataforma poco profundas (<100 m) (Aguirre-Urreta y Rawson, 2003; Gygi y Hillebrandt, 1991). Es inconsistente que la razón isotópica de la muestra no se encuentre dentro del rango oceánico y, aun así, se hayan reconocido fósiles marinos en el lugar de extracción, lo que hace alusión a configuraciones paleogeográficas variables al momento de la depositación de la fm. Lo Prado. Esta formación se depositó en la cuenca de

antearco homónima que recibía aportes sedimentarios derivados del basamento que afloraba en su borde oeste y del arco magmático contemporáneo posicionado en su borde oriental (figura 11.b), lo que es determinado a través de análisis de proveniencia con U-Pb en circones detríticos (Tapia et al., 2020). Considerando estos antecedentes, junto con el hecho de que las proporciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de sedimentos de carbonato autógeno en un entorno lacustre pueden registrar la procedencia del agua que ingresa a la cuenca (Benson y Peterman, 1995; Talbot y Williams, 2000; Rhodes et al., 2002; Holmes et al., 2007; Kober et al., 2007; Gierlowski-Kordesch et al., 2008; Fan et al., 2010), combinando las composiciones isotópicas del agua de los ríos entrantes y del agua subterránea como un promedio ponderado por concentración (Doebbert et al. 2014), se propone que la muestra JGC-2802 se formó en un ambiente lacustre salobre de baja energía dentro de una subcuenca al interior de la cuenca de Lo Prado, posiblemente conectada a las aguas oceánicas y con aportes de aguas tanto superficiales como subterráneas que fueran capaces de alterar la composición isotópica de forma local, gracias a sus firmas derivadas de rocas corticales poco evolucionadas y/o de poca antigüedad. De esta forma, es posible que los bordes de la cuenca de lo Prado hayan sido irregulares con alto topográficos que formaban subcuencas en su interior. Otra explicación posible para las razones isotópicas de esta muestra es la variación de su valor original debido procesos que involucren la interacción de la roca con fluidos de composiciones isotópicas distintas que conlleven a la precipitación de grandes cantidades de carbonatos secundarios (Faure, 1977). Sin embargo, los procedimientos de laboratorio que experimentó la muestra implican la eliminación de estos carbonatos secundarios capaces de alterar su composición isotópica, por lo que se descarta esta explicación.

Finalmente, la roca carbonática JGC-2902 y la roca bituminosa JGC-2903 de la formación Las Chilcas poseen una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ponderada de 0.704143 ± 0.000023 , valor mucho menor que la razón isotópica del océano durante el intervalo de tiempo que le corresponde (0.7073 a 0.7078, McArthur et al. 2001). Para esta formación se encontraron, cerca del lugar de extracción de muestras, ostrácodos de los géneros *Argilloecia* y *Krithe*, además de estromatolitos y foraminíferos de las familias *Globigerinidae*, *Miliolidae* y *Rotalidae*, todos estos indicativos de un ambiente marino litoral y edad albiana (Sellés y Gana, 2001). Por otra parte, los depósitos de la formación Las Chilcas son de naturaleza sinorogénica (Boyce et al. 2014), asociados al último episodio de contracción del Cretácico Inferior (Charrier et al. 2007; Tapia et al., 2020). Para Boyce y colaboradores (2020), la evidencia sedimentaria, estratigráfica y cinemática del miembro basal de esta formación, llamado Pitipeumo (edad de depositación de aproximadamente 105.7 ± 3.3 Ma), conduce a la interpretación de que este se depositó en una cuenca de retroarco creada por hundimiento lateral al este, asociado a la inversión tectónica y posterior levantamiento por falla de la cuenca de Veta Negra (figura 12.b). Esta cuenca de retroarco recibía los aportes sedimentarios derivados del arco magmático y su paleogeografía permitió el ingreso del océano Pacífico en algunas zonas, lo que es revelado por las calizas, margas y calcarenitas de la base del miembro Pitipeumo. De esta forma, considerando el registro fósil, la información paleogeográfica, la razón isotópica de Sr y la gran cantidad de micrita o lodo calcáreo observado a sección delgada en ambas rocas (Anexo A), se recomienda relacionar las muestras JGC-2902 y JGC-2903 a la sección basal del miembro Pitipeumo, bajo un ambiente de formación acuático salobre de baja energía, el cual se situaba en una subcuenca que recibía aportes de aguas superficiales y/o subterráneas que drenaban las rocas volcánicas del arco y modificaban la composición isotópica obtenida desde el océano (Doebbert et al. 2014).

6.2.2. Fuentes de proveniencia y meteorización de rocas clásticas y bituminosas

La química de las rocas clásticas está directamente influenciada por la litología de las rocas que conformaron sus clastos y por la posterior meteorización que sufren durante todo el proceso sedimentario y erosivo. De esta forma, los datos geoquímicos e isotópicos obtenidos de las muestras sedimentarias clásticas son analizados en cuanto a las fuentes magmáticas que conformaron sus clastos y al grado de meteorización que sufren luego de su litificación. En general, tanto en todas las rocas clásticas como en las bituminosas de la formación Río Colina, las cantidades de elementos mayores expresados en óxidos son consistentes con la naturaleza de estas, teniendo las mayores concentraciones de SiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 , y las menores de CaO . Sumado a esto, sus razones isotópicas generan una proporción directa con las cantidades de Rb, evidenciando el impacto de la desintegración radioactiva del ^{87}Rb en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (White, 2013), y con la relación Rb/Sr, que es superior a la de las rocas carbonáticas, lo que puede deberse a una mayor incorporación de Rb que de Sr en las estructuras minerales dentro de los clastos.

A partir del porcentaje en peso de SiO_2 y de la observación de los cortes transparentes de las rocas clásticas de la fm. Río Damas (Anexo A), se advierte que sus clastos corresponden a andesitas y andesitas basálticas. Congruentemente, sus razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704863 a 0.705730) son bastante precisas y se posicionan dentro del rango isotópico que toman las rocas mantélicas evolucionadas o enriquecidas con material cortical (Misra, 2012), promediando un valor de 0.705236 ± 0.00049 , con una desviación estándar de 0.00032. Adicional a esto, resaltan las anomalías positivas de Ce y Eu (normalizado por el modelo composicional de la corteza continental superior (UCC) de Rudnick y Gao (2003)) para todas las muestras, lo que habla de un ambiente de formación oxidante consistente con su carácter continental (Ganai y Rashid, 2015) y de una acumulación de plagioclasas cálcicas en las que se reemplaza el Eu^{+2} (Laveuf y Conru, 2009). Además, a partir de estudios de proveniencia, se ha detectado solo una fuente volcánica para los sedimentos de la formación Río Damas, ubicada en la posición de retroarco del arco magmático jurásico, localizado al oeste de la cuenca de Neuquén (figura 11.b) (Mescua et al., 2020; Tapia et al., 2020). Así, es posible proponer que las muestras analizadas se formaron dentro de la misma cuenca, la cual era suministrada por los sedimentos derivados de la erosión de los depósitos del arco magmático contemporáneo. Por otra parte, todas las rocas clásticas de esta formación tienen valores CIA cercanos a 50, denotando su leve meteorización. Destaca la muestra JGC-2202 con el menor CIA de todas (45.62) y la menor cantidad de óxidos observados en su corte transparente (Anexo A), por lo que se determina como la muestra más fresca. Además, sobresale la muestra JGC-2203 con el mayor CIA (54.45) y una gran cantidad de óxidos y plagioclasas alteradas percibidas en su corte transparente (Anexo A), siendo la roca más meteorizada del grupo. Lo anterior implica que, para las rocas de la formación Río Damas, el grado de meteorización no altera sus razones isotópicas.

Por otra parte, los ejemplares clásticos de la fm. Lo Prado poseen razones isotópicas diversas que no dependen del contenido de SiO_2 ni de otros elementos mayores y son distintas al rango isotópico del océano contemporáneo (Kimmeridgiano – Barremiano $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70688 - 0.70749$; McArthur et al. 2001). Esta formación se depositó en la cuenca de antearco homónima, que recibía aportes sedimentarios de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos ubicados en su

borde oeste y del arco magmático cretácico, posicionado en su borde este, tal como se observa en la figura 11.b (Tapia et al., 2020). Así, la variabilidad en la razón isotópica de las muestras clásticas de esta formación se puede explicar por sus distintas fuentes sedimentarias. El par compuesto por las rocas JGC-2801 (arenisca) y JGC-2803 (fangolita) tienen razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que promedian un valor de 0.709376 ± 0.000002 , expresando una misma proveniencia de los sedimentos que las componen. Sin embargo, estas rocas presentan distintas historias evolutivas evidenciadas en sus valores CIA. La primera tiene un valor CIA de 51.36 y casi no presenta anomalía negativa de Ce (0.96) al normalizar por el modelo composicional de la corteza continental superior (UCC) de Rudnick y Gao (2003), en cambio, la segunda roca tiene un valor CIA de 52.86 y una anomalía negativa de Ce más pronunciada (0.79). Estos datos son congruentes entre sí puesto que, relativamente, las cantidades de Ce en la roca JGC-2801 representan un ambiente de formación más oxidante (Ganai y Rashid, 2015) y, por lo tanto, se encuentra más en equilibrio con las condiciones superficiales, desarrollando una menor meteorización que la roca JGC-2803, a la cual se le puede asociar un ambiente de formación más reductor y, por lo tanto, se meteoriza más al ser exhumada, desarrollando un mayor valor CIA. En el corte transparente de la muestra JGC-2803 (Anexo A) se observa una gran cantidad de micrita, sustentada en su alto porcentaje en peso de CaO, lo que, sumado al resto de la información disponible, se utiliza como argumento para proponer que estas dos muestras se formaron en la misma cuenca con los mismos aportes sedimentarios, siendo ambas formadas en un ambiente subaéreo continental, pero con mayor presencia de agua para la roca JGC-2803. Con respecto al otro par, compuesto por la roca clástica JGC-2805 y la carbonática JGC-2802, se observa una razón isotópica promedio de 0.706657 ± 0.000003 , lo que se puede interpretar como que ambas se formaron dentro de la misma cuenca con los mismos aportes sedimentarios, pero una es resultado del precipitado de las aguas (JGC-2802) y la otra es de carácter continental subaéreo (JGC-2895).

Por otro lado, la arenisca JGC-2205 de la formación Colimapu fue analizada en laboratorio de forma errónea como roca carbonática siendo clástica. A pesar de la posible alteración de la cantidad de sus elementos mayores, su razón isotópica de 0.703801 es cercana a la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la muestra ígnea de la misma formación, con la que generan una cifra promedio de 0.703841 ± 0.00004 , muy por debajo del rango isotópico oceánico de ese momento (0.7072 – 0.70753; McArthur et al. 2001). Los sedimentos continentales de la formación Colimapu, que representan la desconexión de la cuenca de Neuquén con el Océano Pacífico, provenían directamente desde el arco magmático cretácico ubicado al oeste de la cuenca, tal como se observa en la figura 12.a (Tapia et al., 2020). Lo anterior se ve reflejado en los cortes transparentes de ambas muestras, puesto que la roca JGC-2205 exhibe clastos andesíticos con bordes difusos y plagioclasas alteradas a epidota, además de algunos clastos de escoria, y la muestra JGC-2103 es principalmente una andesita con las mismas características que los clastos andesíticos de la primera muestra. Toda esta información da paso a la propuesta de que ambas rocas se formaron dentro de la misma cuenca, siendo JGC-2103 una representante de la fuente sedimentaria de JGC-2205.

Las rocas bituminosas de las fm. Río Colina tienen razones isotópicas distintas, teniendo las muestras JGC-2109 y JGC-1901(b) una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.707151 y 0.709618, respectivamente, valores más altos que la muestra carbonática de la misma formación y que las aguas oceánicas de ese momento (Caloviano-Oxfordiano $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70682 - 0.70684$; McArthur et al. 2001). Por otra parte, la roca bituminosa JGC-2804 de la fm. Lo Prado tiene una razón isotópica de 0.712359, valor más alto de toda la formación. Todas estas cifras podrían reflejar

aportes sedimentarios con mayores cantidades de ^{87}Sr como, por ejemplo, los formados a partir de la erosión de una fuente magmática más ácida y/o diferenciada. Sin embargo, estos valores también pueden ser producto de alteraciones hidrotermales asociadas a la gran cantidad de cuerpos ígneos que intruyen a ambas formaciones, desarrollando gran cantidad de carbonatos secundarios que pueden alterar las razones isotópicas.

6.3 El Sr como trazador

A partir del reconocimiento y medición de la señal isotópica de las rocas sedimentarias e ígneas, se realiza un análisis comparativo para evaluar el potencial uso de la razón isotópica de Sr en la determinación de la fuente de solutos en las aguas de la cuenca del río Maipo. En este sentido, se considera que los ríos transportan los sedimentos, moléculas y iones derivados de la meteorización de las rocas expuestas, por lo que su composición isotópica es adquirida a partir de la corteza que está siendo meteorizada dentro de la cuenca de drenaje y, por lo tanto, revela la naturaleza cortical (Banner, 2004).

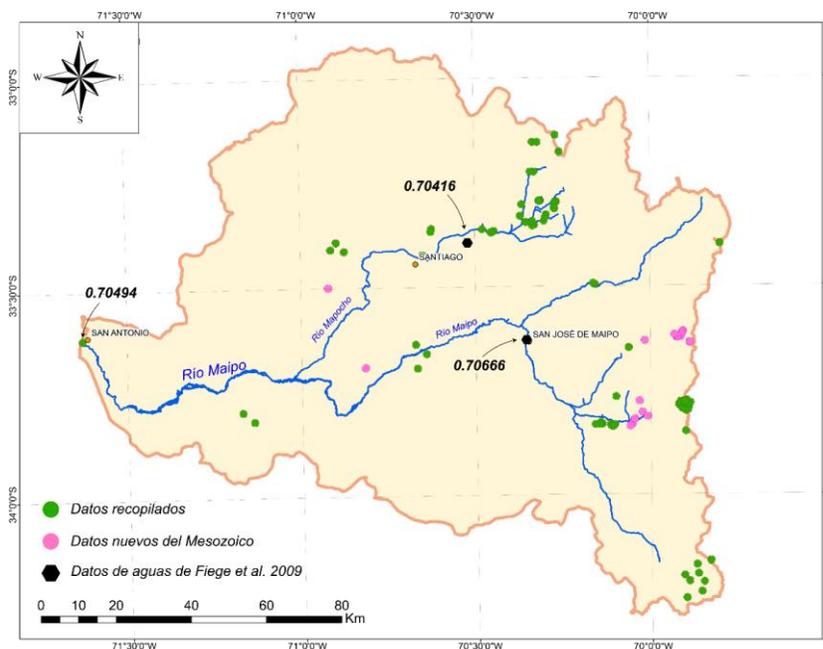


Figura 27. Distribución espacial de los datos isotópicos de las rocas dentro de la cuenca del río Maipo y tres valores de sus aguas (Hildreth y Moorbath, 1988; Fiege et al., 2009). En verde están los datos recopilados y en rosa la nueva información del Mesozoico, obtenida a partir de esta investigación.

En primera instancia, para poder utilizar la señal isotópica de Sr como trazador de solutos o iones, es necesario distinguir la firma isotópica de las rocas que están siendo erosionadas junto con la ubicación de sus afloramientos (figura 28). En caso de no poder diferenciar la signatura isotópica estas rocas, se recomienda generar una sectorización de las áreas que son drenadas por la red hidrológica, con el objetivo de diferenciar los valores isotópicos y determinar las fuentes de solutos por zonas. Para ilustrar esto, en la figura 27 se observa la distribución espacial de los datos isotópicos de las rocas dentro de la cuenca del río Maipo y tres valores tomados de sus aguas. La primera razón isotópica corresponde a una muestra de las aguas del río Mapocho tomada levemente

al noreste de Santiago, que posee un valor de 0.70416 (Fiege et al., 2009). Esta cifra representa a todas aquellas rocas que están siendo meteorizadas dentro de la subcuenca del río Mapocho ubicada al este del punto de extracción. Lo mismo sucede con la muestra tomada de las aguas del río Maipo en la localidad de San José de Maipo, la cual tiene una razón isotópica de 0.70666 que es producto de la mezcla de todas las rocas expuestas que fueron meteorizadas en los valles que conforman la subcuenca situada al sureste, demostrando la presencia de Sr más radiogénico que en la subcuenca del río Mapocho. Finalmente, en la desembocadura del río Maipo se obtiene un valor de 0.70494 (Hildreth y Moorbath, 1988), resultado de la meteorización de todas las rocas de la cuenca.

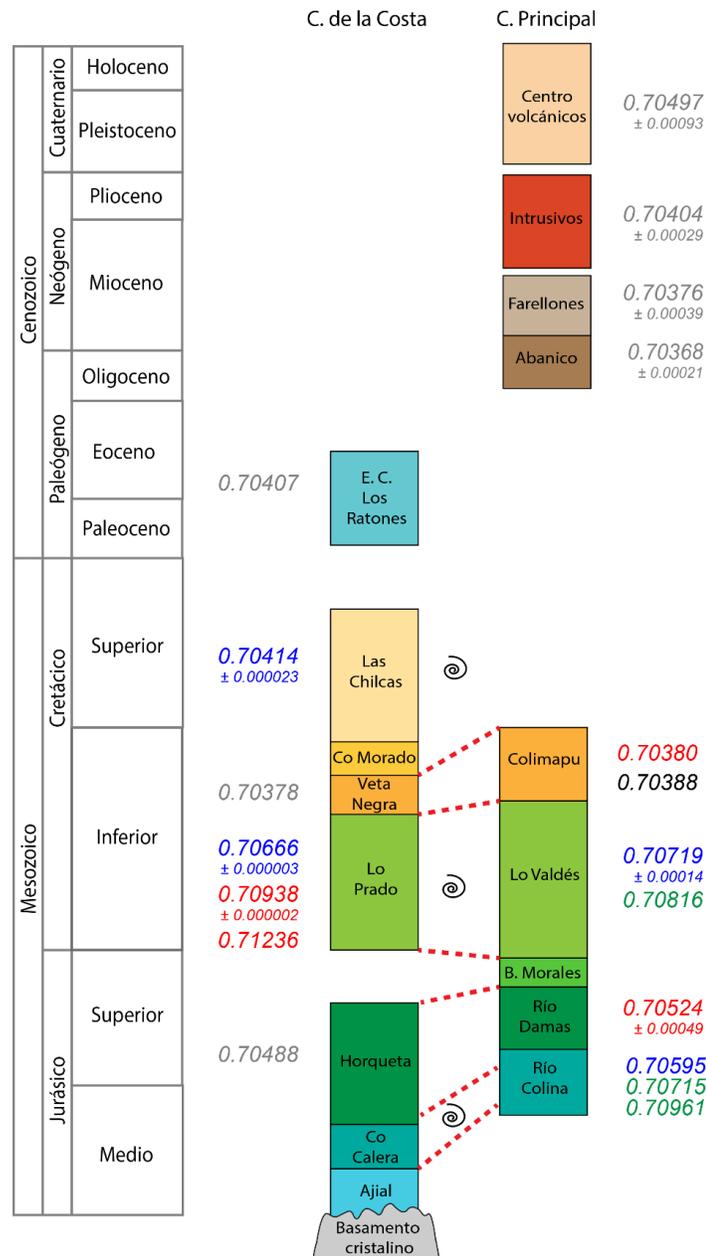


Figura 28. Columna cronoestratigráfica con los promedios de las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas de la cuenca del río Maipo.

Las rocas carbonatadas de las formaciones Lo Prado y Río Colina son las únicas en su tipo con razones isotópicas que no coinciden con ninguno de los rangos ni valores isotópicos que posee el resto de las rocas analizadas en la cuenca. De esta forma, sus razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0.70666 \pm$

0.000003 (fm. Lo Prado) y 0.70595 (fm. Río Colina) son valores únicos, es decir, no se repiten. Lo anterior implica que, al momento de analizar los solutos de la red hídrica sectorizada, estos son potencialmente capaces de reflejar la composición isotópica de las rocas carbonatadas de estas formaciones. Por otra parte, a pesar de que las rocas carbonáticas de la formación Lo Valdés tienen valores altamente precisos, el rango que abarca su promedio (0.70719 ± 0.00014) coincide con la razón isotópica de una de las rocas bituminosas de la formación Río Colina (0.70715) extraída en el cerro Panimávida, en el valle del río Yeso. Considerando la disposición geográfica de estas dos formaciones (figura 9), en un hipotético caso de análisis isotópico de los solutos que llevan las aguas del río Yeso, es potencialmente posible distinguir si estos provienen de la fm. Lo Valdés solamente hacia el este del cerro Panimávida, puesto que aguas arriba solo se está erosionando esta formación. Así mismo, al oeste del cerro Panimávida no es posible realizar esta distinción, puesto que aguas abajo comienzan a drenarse las rocas de la formación Río Colina y las composiciones isotópicas se mezclan. Adicionalmente, la cifra que toman los ejemplares carbonáticos de la formación Las Chilcas (0.70414 ± 0.000023) coincide con las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de dos rocas ígneas cenozoicas del Plutón La Gloria (0.704121) y el cerro Mesón Alto (0.704146) (ambas de Deckart et al. 2010). Teniendo en cuenta que las rocas de la formación Las Chilcas fueron extraídas en el cerro Lonquén, al sur de la ciudad de Santiago, y tanto el cerro Mesón Alto como el plutón La Gloria se sitúan en la Cordillera de los Andes, los solutos que provengan de la formación Las Chilcas no podrán reflejar la composición isotópica de esta, ya que van a estar mezclados con los de las rocas ígneas cenozoicas mencionadas.

Con respecto a las rocas clásticas, para las de la formación Río Damas (0.70524 ± 0.00049) se tiene una superposición de valores con las razones isotópicas de los centros volcánicos cuaternarios ubicados en la Cordillera Principal. Debido a que los afloramientos de los centros volcánicos se encuentran adyacentes a los de la formación Río Damas, los solutos de las aguas del río Maipo que tengan sus valores isotópicos van a reflejar a las rocas que están siendo erosionadas en el borde oriental de la cuenca, pero no será posible distinguir si provienen de una fuente volcánica o sedimentaria (fm. Río Damas). Por otro lado, la roca clástica de la formación Colimapu tiene una firma isotópica cercana a la de la roca ígnea de la misma formación, generando un promedio de 0.70384 ± 0.00004 , valor que no coincide con ningún otro dentro de las rocas de la cuenca, por lo que la razón isotópica de la formación Colimapu no se repite. Sin embargo, a partir del estudio de sus solutos en la red hídrica, no será posible distinguir la naturaleza ígnea o sedimentaria si la fuente corresponde a esta formación. Finalmente, las rocas clásticas de la formación Lo Prado tienen valores en su razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que no se superponen con los de ninguna otra roca. Así, el drenaje de las rocas sedimentarias de esta formación, con un par de rocas que promedian 0.70938 ± 0.000002 y una roca con una razón isotópica de 0.71236, entregará a la red hídrica solutos que son potencialmente capaces de reflejar su naturaleza sedimentaria.

7 Conclusiones

En base a la caracterización geoquímica y la determinación de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas sedimentarias mesozoicas de la cuenca del río Maipo, se sostiene que sus señales isotópicas no siempre son distintas a las de las rocas ígneas cenozoicas.

En primera instancia, se observa que la información recopilada a partir de la bibliografía disponible es, sobre todo, de rocas ígneas distribuidas principalmente en la Cordillera de los Andes, existiendo una reducida cantidad de datos de la Cordillera de la Costa. Para el caso de sedimentos o rocas sedimentarias, la información isotópica es casi inexistente. En general, se ve que las rocas ígneas presentan un aumento en la razón isotópica de Sr con el paso del tiempo. Entre estas, se advierten dos grupos cenozoicos con firmas isotópicas mantélicas: el primero (C1) corresponde a ejemplares de centros volcánicos cuaternarios, tales como los volcanes Maipo, Tupungato, Tupungatito, Marmolejo y San José, los cuales tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70441 y 0.70591 que son proporcionales a los contenidos de SiO_2 , Rb y Sr; y el segundo (C2) se conforma por rocas neógenas y paleógenas que tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70337 y 0.70435 que no generan proporción con los contenidos de SiO_2 , Rb y Sr, y pertenecen a los Estratos del Cordón Los Ratonés, a las formaciones Abanico y Farellones y a algunos cuerpos intrusivos. Las firmas isotópicas de estos grupos se relacionan directamente con el contexto tectonomagmático que reinaba durante su formación. Así, las rocas más antiguas del grupo C2 se constituyeron en un marco extensivo que se alternaba con episodios compresivos cortos, lo que implicó un debilitamiento y adelgazamiento de la corteza, por lo que los magmas que conformaron a estas rocas poseían Sr menos radiogénico por venir directamente del manto. Luego, con la instauración del régimen compresivo actual, la corteza comenzó a engrosarse y se comenzaron a activar los centros volcánicos de las rocas del grupo C1. Sus razones isotópicas son más altas que las del grupo C2 y han sido asociadas a contaminación magmática en la base de la corteza o a enriquecimiento de la fuente del manto ligado a erosión por subducción.

Entre las rocas carbonáticas extraídas, destacan las de la formación Lo Valdés por ser las únicas en las que su razón isotópica se relaciona directamente con la del océano contemporáneo, ratificando su ambiente de depositación marino. El resto de las rocas carbonáticas, pertenecientes a las formaciones Río Colina, Lo Prado y Las Chilcas, tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que no coinciden con las del océano, por lo que son asociadas a ambientes de cuencas acuáticas subcontinentales, consistentes con la paleogeografía del momento. Por otra parte, entre las rocas clásticas destacan las de la formación Río Damas por tener similares razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rasgos mantélicos evolucionados, enriquecidos o contaminados con material cortical, que abarcan desde 0.704863 a 0.705730, cifras consistentes con la teoría de que sus aportes sedimentarios eran suministrados solamente por la erosión de los depósitos del arco magmático jurásico. Sumado a esto, a partir de los valores CIA de sus rocas, se sostiene que el grado de meteorización no altera sus razones isotópicas. Por otro lado, las rocas clásticas de la formación Lo Prado presentan una variabilidad en la razón isotópica que está relacionada con sus distintas fuentes sedimentarias, provenientes del basamento ubicado en el borde oeste de la cuenca de antearco, y del arco magmático cretácico, posicionado en su borde este. Por lo tanto, se plantea una paleogeografía de subcuencas acuáticas y continentales dentro de la cuenca de Lo Prado. Finalmente, las rocas de la formación Colimapu sugieren su formación dentro de la misma cuenca, siendo la roca ígnea representante de la fuente

sedimentaria de la clástica. A partir de sus razones isotópicas, es posible correlacionar los pares de formaciones: Río Damas – Horqueta; y Colimapu – Veta Negra.

Al evaluar el potencial uso de la razón isotópica de Sr para la determinación de la fuente de solutos en las aguas de la cuenca del río Maipo, se determina que es posible identificar parcialmente las litologías que aportan solutos a partir de su meteorización. Primero, sobresalen las rocas carbonáticas de las formaciones Lo Prado y Río Colina, ya que sus razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70666 ± 0.000003 y 0.70595 , respectivamente, son valores únicos e irrepetibles, característicos de estas rocas carbonáticas. Por otra parte, las rocas carbonáticas pertenecientes a las formaciones Lo Valdés y Las Chilcas tienen firmas isotópicas de Sr similares a los de una roca bituminosa de la fm. Río Colina y dos rocas ígneas cenozoicas, respectivamente, por lo que estas formaciones no son directamente identificables como litologías que aportan solutos. Para el caso de las rocas clásticas, aquellas pertenecientes a la formación Río Damas tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que coinciden con algunos complejos volcánicos cuaternarios, entre los que destacan los volcanes Maipo, Marmolejo y San José, Tupungatito y Tupungato. Por otra parte, las rocas clásticas de la formación Lo Prado tienen valores en su razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que no se superponen con los de ninguna otra roca, por lo que son distinguibles del resto en el área de la cuenca. Finalmente, las rocas de la formación Colimapu tienen firmas isotópicas que no coinciden con ninguna otra dentro de las rocas de la cuenca, por lo que esta formación es identificable al momento de trazar la fuente de solutos en las aguas del río Maipo, aunque no es posible determinar si son de naturaleza ígnea o sedimentaria. En las aguas de río, los solutos corresponden una mezcla de todas las rocas meteorizadas dentro del perímetro de la cuenca de drenaje. Así, en función de los datos medidos por Fiege y colaboradores (2009) y aquellos obtenidos en este estudio, es posible observar que en la subcuenca del río Mapocho hay un mayor grado de aporte de solutos desde la meteorización de rocas principalmente ígneas con Sr menos radiogénico, en comparación con la subcuenca del río Maipo posicionada aguas arriba de la localidad de San José de Maipo, donde las rocas que están siendo meteorizadas aportan solutos con Sr más radiogénico y son una mezcla de rocas ígneas y sedimentarias. Considerando esto, y con el fin de discriminar la fuente de solutos y cómo estos reflejan la composición y naturaleza de las rocas que están siendo meteorizadas, se propone acotar y sectorizar las áreas de estudio de la cuenca y así analizar en menores escalas espaciales.

8 Bibliografía

Aguirre, L., 1960, Geología de los Andes de Chile central (provincia de Aconcagua): Santiago, Instituto de Investigaciones Geológicas Boletín, No. 9, 70 p. (with map at scale 1:100,000).

Aguirre, L.; Calderón, S.; Vergara, M.; Oliveros, V.; Morata, D.; Belmar, M. 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. In Congreso Geológico Chileno, No. 12, Actas S8-001 (digital): 4 p. Santiago.

Aguirre-Urreta, M. B., & Rawson, P. F. (2003). Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian genus *Holcoptychites*. *Cretaceous Research*, 24(5), 589-613.

Arias, L. (2019). La formación las chilcas en el valle del estero los ángeles (32_31's), Chile central: evolución sedimentaria y estratigráfica e implicancias paleogeográficas durante el cretácico. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 304p, Santiago, Chile.

Araneda, M., Avendaño, M., & Merlo, C. (2000). Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa III final. In Congreso Geológico Chileno (No. 9, pp. 404-408).

Asmerom, Y., Jacobsen, S.B., Knoll, A.H., et al., Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, vol. 55, no. 10, pp. 2883–2894.

Banner, J. L. (2004). Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 65(3-4), 141-194.

Barazangi, M., & Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *geology*, 4(11), 686-692.

Béguelin, P., Bizimis, M., Beier, C., Turner, S., 2017. Rift–plume interaction reveals multiple generations of recycled oceanic crust in Azores lavas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 218, 132-152.

Bekker, A., Sial, A.N., and Karhu, J.A., Chemostratigraphy of carbonates from Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero (Iron Quadrangle), Brazil: a stratigraphic record of early Proterozoic atmospheric, biogeochemical and climatic change, *Am. J. Sci.*, 2003, vol. 330, no. 10, pp. 865–904.

Benson, L., Peterman, Z., 1995. Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada. 3. The use of ^{87}Sr values in carbonate deposits (tufas) to determine the hydrologic state of paleolake systems. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 119 (3–4), 201–213.

Biró, I. 1964. Estudio sobre el límite entre el titoniano y el neocomiano en la formación lo Valdés, provincia de Santiago, principalmente en base a ammonioideos. Memoria para Optar al título de geólogo. Universidad de Chile, escuela de geología (inédito): 118 pp. Santiago.

Boric, R. y Munizaga, F., 1994, Geocronología Ar/Ar y Rb/Sr del depósito estratoligado de cobre El Soldado (Chile central). *Comunicaciones, Universidad de Chile* p. 135 - 148.

Boyce, D. (2015). Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen Andino en Chile central durante el Cretácico medio-Tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas (MSc Thesis). Departamento de Geología, Universidad de Chile: 304p, Santiago, Chile.

Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson, H. F., & Otto, J. B. (1982). Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10(10), 516-519.

Cao, C., Liu, X. M., Bataille, C. P., & Liu, C. (2020). What do Ce anomalies in marine carbonates really mean? A perspective from leaching experiments. *Chemical Geology*, 532, 119413.

Capo, R.C., DePaolo, D.J., (1992). Homogeneity of Sr isotopes in the oceans. *Am. Geophys. Union Fall Meeting. Am. Geophys. Union, Washington, DC*, p. 272.

Capo, R. C., Stewart, B. W., & Chadwick, O. A. (1998). Strontium isotopes as tracers of ecosystem processes: theory and methods. *Geoderma*, 82(1-3), 197-225.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., ... & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab

segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117-139.

Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The geology of Chile* (pp. 21-114).

Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2014). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61.

Coney, P. J., & Evenchick, C. A. (1994). Consolidation of the American cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4), 241-262.

Creixell, C., Parada, M. A., Morata, D., Valásquez, P., Pérez de Arce, C. & Arriagada, C. 2011. Middle–Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology*, 38, 16–42.

Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., & Saeed, A. (2010). Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology*, 37(1), 1-31.

De Laeter, J. R., Böhlke, J. K., De Bièvre, P., Hidaka, H., Peiser, H. S., Rosman, K. J. R., & Taylor, P. D. P. (2003). Atomic weights of the elements. Review 2000 (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 75(6), 683–800. doi:10.1351/pac200375060683.

Denison, R.E., Koepnick, R.B., Burke, W.H., et al., Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve, *Chem. Geol.*, 1994, vol. 112, nos. 1/2, pp. 145–167.

Denison, R.E., Koepnick, R.B., Burke, W.H., et al., Construction of the Silurian and Devonian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve, *Chem. Geol.*, 1997, vol. 140, nos. 1/2, pp. 109–121.

DePaolo, D. J., & Ingram, B. L. (1985). High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 227(4689), 938-941.

Derry, L.A., Kaufman, A.J., and Jacobsen, S.B., Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, vol. 56, no. 3, pp. 1317–1329.

Dickin, A. P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press.

Doebbert, A. C., Johnson, C. M., Carroll, A. R., Beard, B. L., Pietras, J. T., Carson, M. R., ... & Throckmorton, L. A. (2014). Controls on Sr isotopic evolution in lacustrine systems: Eocene green river formation, Wyoming. *Chemical Geology*, 380, 172-189.

Ehrlich S., Gavrieli I., Dor L. B. and Halicz L. (2001) Direct high- precision measurements of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio in natural water, carbonates and related materials by multiple collector inductively coupled plasma mass spectrometry (MC-ICP-MS). *J. Anal. At. Spectrom.* 16(12), 1389–1392.

Elderfield, H., Strontium isotope stratigraphy, *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1986, vol. 57, no. 1, pp. 71–90.

Fan, Y., Chen, F., Wei, G., Madsen, D., Oviatt, C., Zhao, H., Chun, X., Yang, L., Fan, T., Li, G., 2010. Potential water sources for Late Quaternary Megalake Jilantai-Hetao,

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35 S). *Tectonics*, 27(1).

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... & Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).

Faure, G. (1977). *Principles of isotope geology*.

Faure, G., The marine-strontium geochronometr, in *Numerical Dating in Stratigraphy*. Part I, Odin, G.S., Ed., New York: Willey & Sons, 1982.

Fiege, K., Miller, C. A., Robinson, L. F., Figueroa, R., & Peucker-Ehrenbrink, B. (2009). Strontium isotopes in Chilean rivers: The flux of unradiogenic continental Sr to seawater. *Chemical Geology*, 268(3-4), 337-343.

Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Frisby C., Bizimis M. and Mallick S. (2016a) Hf–Nd isotope decoupling in bulk abyssal peridotites due to serpentinization. *Chem. Geol.* 440, 60–72.

Futa, K., & Stern, C. R. (1988). Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 88(3-4), 253-262.

Ganai, J. A., & Rashid, S. A. (2015). Rare earth element geochemistry of the Permo-Carboniferous clastic sedimentary rocks from the Spiti Region, Tethys Himalaya: significance of Eu and Ce anomalies. *Chinese Journal of Geochemistry*, 34(2), 252-264.

Geske, A., Zorlu, J., Richter, D. K., Buhl, D., Niedermayr, A., & Immenhauser, A. (2012). Impact of diagenesis and low grade metamorphism on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites. *Chemical Geology*, 332-333, 45–64. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.09.014

Gianni, G. M., García, H. P., Pesce, A., Lupari, M., González, M., & Giambiagi, L. (2020). Oligocene to present shallow subduction beneath the southern Puna plateau. *Tectonophysics*, 780, 228402.

Giambiagi, L. B. (2003). Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33° 30' y 33° 45'S.

Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Hoke, G., Suriano, J., Spagnotto, S., ... & Pagano, D. S. (2016). Cenozoic orogenic evolution of the southern central Andes (32–36 S). In *Growth of the Southern Andes* (pp. 63-98). Springer, Cham.

Gierlowski-Kordesch, E., Jacobson, A., Blum, J., Valero Garcés, B., 2008. Watershed reconstruction of a Paleocene–Eocene lake basin using Sr isotopes in carbonate rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 120 (1), 85–95.

Goldstein, S. J., & Jacobsen, S. B. (1988). Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 87(3), 249-265.

González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*, Santiago, Vol. 17, N° 81, p. 20-61.

Gorokhov, I.M., Semikhatov, M.A., Baskakov, A.V., et al., Sr isotopic composition in Riphean, Vendian, and Lower Cambrian in Siberia, *Stratigr. Geol. Correl.*, 1995, vol. 3, no. 1, pp. 1–33.

Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., Melezhik, V.A., et al., Isotopic composition in Upper Jatulian dolomites of the Tulomozero Formation, Southeastern Karelia, *Dokl. Akad. Nauk*, 1998, vol. 360, no. 4, pp. 533–536.

Gripp, A. E., & Gordon, R. G. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150(2), 321-361.

Gygi, R. A., & von Hillebrandt, A. (1991). Ammonites (mainly *Gregoryceras*) of the Oxfordian (Late Jurassic) in northern Chile and time-correlation with Europe. *Birkhäuser Verlag*.

Halverson, G.P., Dudas, F.O., Maloof, A.C., and Bowring, S.A., Evolution of the $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater, *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 2007, vol. 256, nos. 3/4, pp. 103–129.

Hickey, R. L., Frey, F. A., Gerlach, D. C., & Lopez-Escobar, L. (1986). Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34–41 S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B6), 5963-5983.

Hickey-Vargas, R., Holbik, S., Tormey, D., Frey, F. A., & Roa, H. M. (2016). Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos*, 258, 115-132.

Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4), 455-489.

Hodell, D.A., Mead, G.A., and Mueller, P.A., Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans, *Chem. Geol.*, 1990, vol. 80, no. 4, pp. 291–307.

Hollings, P., Cooke, D., & Clark, A. (2005). Regional geochemistry of Tertiary igneous rocks in central Chile: Implications for the geodynamic environment of giant porphyry copper and epithermal gold mineralization. *Economic Geology*, 100(5), 887-904.

Holm, P. M., Søger, N., Dyhr, C. T., & Nielsen, M. R. (2014). Enrichments of the mantle sources beneath the Southern Volcanic Zone (Andes) by fluids and melts derived from abraded upper continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(5), 1004.

Holmes, J.A., Darbyshire, D.P.F., Heaton, T.H.E., 2007. Palaeohydrological significance of late Quaternary strontium isotope ratios in a tropical lake. *Chem. Geol.* 236 (3–4), 281–290.

Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., & Veiga, G. D. (2005). The Neuquén basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 1-14.

Jacobsen, S.B. and Kaufman, A.J., The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater, *Chem. Geol.*, 1999, vol. 161, no. 1, pp. 37–57.

Jochum, K.P., Weis, U., Schwager, B., Stoll, B., Wilson, S.A., Haug, G.H., Andreae, M.O., Enzweiler, J., 2016. Reference Values Following ISO Guidelines for Frequently Requested Rock Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40, 333-350.

Jones, C.E., Jenkyns, H.C., Coe, A.L., and Hesselbo, S.P., Strontium isotope variations in Jurassic and Cretaceous seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, vol. 58, no. 14, pp. 3061–3074.

Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341-361.

Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pa'ngaro, F., Copeland, P., Kelley, S., and Mpodozis, C., 2001, Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes: *Tectonics*, v. 20, p. 308–324.

Kawahata, H., Nohara, M., Ishizuka, H., Hasebe, S., & Chiba, H. (2001). Sr isotope geochemistry and hydrothermal alteration of the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B6), 11083–11099. doi:10.1029/2000jb900456

Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A. and Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28° - 33° S). En R. S. Harmon y C. Rapela (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic settings*. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137.

Kay, S. M., & Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 39-57.

Klohn, C., 1960. *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95 p.

Koepnick, R.B., Burke, W.H., Denison, R.E., et al., Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data, *Chem. Geol.*, 1985, vol. 58, nos. 1/2, pp. 55–81.

Koepnick, R.B., Denison, R.E., Burke, W.H., et al., Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, *Chem. Geol.*, 1990, vol. 80, no. 4, pp. 327–349.

Kuznetsov, A.B., Semikhatov, M.A., Gorokhov, I.M., et al., Sr isotope composition in carbonates of the Karatau Group, Southern Urals, and standard curve of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in the Late Riphean Ocean, *Stratigr. Geol. Correl.*, 2003b, vol. 11, no. 5, pp. 415–449.

Kuznetsov, A.B., Semikhatov, M.A., and Gorokhov, I.M., The Sr isotope composition of the World Ocean, marginal and inland seas: Implications for the Sr isotope stratigraphy, *Stratigr. Geol. Correl.*, 2012b, vol. 20, no. 6, pp. 501–515.

Kuznetsov, A.B., Semikhatov, M.A., and Gorokhov, I.M., The Sr isotope chemostratigraphy as a tool for solving stratigraphic problem of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian), *Stratigr. Geol. Correl.*, 2014c, vol. 22, no. 6, pp. 553–575.

Kuznetsov, A. B., Semikhatov, M. A., & Gorokhov, I. M. (2018). Strontium isotope stratigraphy: principles and state of the art. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 26(4), 367-386.

Lanphere, M.A., Frey, F.A., 1987. GEOCHEMICAL EVOLUTION OF KOHALA VOLCANO, HAWAII. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 100–113. doi:10.1007/bf00518033.

Laveuf, C., Cornu, S., 2009. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes. *Geoderma* 154, 1–12. doi:10.1016/j.geoderma.2009.10.002.

López-Escobar, L. (1984). Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes. In *Andean Magmatism* (pp. 47-71). Birkhäuser Boston.

Mardones Leyton, V. A. (2019). Evolución tectónica meso-cenozoica de la cordillera principal de Los Andes de Chile Central, 33° 30'S-34° S. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Mardones, V., Peña, M., Pairoa, S., Ammirati, J. B., & Leisen, M. (2021). Architecture, Kinematics, and Tectonic Evolution of the Principal Cordillera of the Andes in Central Chile (~ 33.5° S): Insights From Detrital Zircon U-Pb Geochronology and Seismotectonics Implications. *Tectonics*, 40(7), e2020TC006499.

McArthur, J. M. (1994). Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra nova*, 6(4), 331-358.

McArthur, J. M., Thirlwall, M. F., Gale, A. S., Kennedy, W. J., Burnett, J. A., Matthey, D., & Lord, A. R. (1993). Strontium isotope stratigraphy for the Late Cretaceous: a new curve, based on the English Chalk. *Geological Society, London, Special Publications*, 70(1), 195-209.

McArthur, J. M., Howarth, R. J., & Bailey, T. R. (2001). Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *The Journal of Geology*, 109(2), 155-170.

McArthur, J. M., Howarth, R. J., Shields, G. A., & Zhou, Y. (2020). Strontium isotope stratigraphy. In *Geologic Time Scale 2020* (pp. 211-238). Elsevier.

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. THE COMPOSITION OF THE EARTH. *Chemical Geology* 120, 223–253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4.

McLennan, S. M. (1982). On the geochemical evolution of sedimentary rocks. *Chemical Geology*, 37(3-4), 335-350.

Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., and Fallick, A.E., Chemostratigraphy of the Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”, *Terra Nova*, 2001, vol. 13, no. 1, pp. 1–11.

Mescua, J. F., Suriano, J., Schencman, L. J., Giambiagi, L. B., Sruoga, P., Balgord, E., & Bechis, F. (2020). Controls on Deposition of the Tordillo Formation in Southern Mendoza (34°–36° S): Implications for the Kimmeridgian Tectonic Setting of the Neuquén Basin. In *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 127-157). Springer, Cham.

Misra, K. C. (2012). *Introduction to geochemistry: principles and applications*. John Wiley & Sons.

Morata, D., Féraud, G., Schärer, U., Aguirre, L. y Belmar, L., 2006, A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile: 11° Congreso Geológico chileno, 2006, p. 509-512.

Moreno Yaeger, P. H. (2015). *Petrología y geoquímica de la unidad Lavas Las Pataguas (33° 48'S, 71° 30'O), mioceno inferior*. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Mpodosis, C., & Kay, S. M. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31 S). *Andean Geology*, 17(2), 153-180.

Muñoz-Gómez, M., Fuentes, C., Fuentes, F., Tapia, F., Benoit, M., Farías, M., ... & Bustamante, D. (2020). Eocene arc petrogenesis in Central Chile (c. 33.6° S) and implications for the Late Cretaceous–Miocene Andean setting: tracking the evolving tectonic regime. *Journal of the Geological Society*, 177(2), 258-275.

Muñoz-Gómez, M., Payacán, Í., Gutiérrez, F., Farías, M., Charrier, R., & Polvé, M. (2020). Silicic volcanism triggered by increased denudation rates in the Quaternary Andean arc of central Chile between 33° 50'-34° 30' S. *Lithos*, 354, 105242.

Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirr, L., Olov Nyström, J., Féraud, G., & Demant, A. (2006). Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33° 50'S). *Revista geológica de Chile*, 33(1), 109-140.

Nesbitt, H., & Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *nature*, 299(5885), 715-717.

Nogueira, L. B., Oliveira, V. Q., Araújo, L. P., Leão, L. P., Ali, A., Leite, M. G. P., ... & Banerjee, N. R. (2019). Geochemistry and C and O isotope composition of carbonate rocks from Bemil and Lagoa Seca quarries, Gandarela Formation, Quadrilátero Ferrífero-Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 609-630.

Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D., & Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33 15'–33 45' S). *Geological Society of America Bulletin*, 115(12), 1523-1537.

Olivarez, A. M., & Owen, R. M. (1991). The europium anomaly of seawater: implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans. *Chemical Geology*, 92(4), 317–328. doi:10.1016/0009-2541(91)90076-4

Rauld, R. A., 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile central (33°S). PhD Tesis, Universidad de Chile. Chile.

Rhodes Carson, M., 2002. Lacustrine stratigraphy and strontium isotope geochemistry of the Laney Member, Green River Formation, southwestern Wyoming. (PhD Thesis) University of Wisconsin, Madison (367 pp.).

Salazar, c. & stinnesbeck, w. 2015. Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) in Central Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, Vol. 64: 41-68. Santiago.

Sellés, D. y Gana, P., 2001, Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Gobierno de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Subdirección Nacional de Geología.

Sellés, D., Rodríguez, A., Dungan, M. A., Naranjo, J. A., & Gardeweg, M. (2004). Geochemistry of Nevado de Longaví Volcano (36.2 S): a compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 293-315.

Scheuber, E., & Gonzalez, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22–26 S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(5), 895-910.

Shields, G., Working towards a new stratigraphic calibration scheme for the Neoproterozoic–Cambrian, *Eclogae Geol. Helv.*, 1999, vol. 92, pp. 221–233.

Stern, C. R., Floody, R., & Espiñeira, D. (2011). Olivine-hornblende-lamprophyre dikes from Quebrada los Sapos, El Teniente, Central Chile (34 S): implications for the temporal geochemical evolution of the Andean subarc mantle. *Andean Geology*, 38(1), 1-22.

Talbot, M.R., Williams, M.A.J., 2000. Strontium isotopic evidence for late Pleistocene reestablishment of an integrated Nile drainage network. *Geology* 28, 343–346.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.

Thomas, H. (1958). Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga (1:50.000). Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.

Palmer, M. R., & Edmond, J. M. (1989). The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1), 11–26. doi:10.1016/0012-821x(89)90017-4

Papanastassiou, D. A., & Wasserburg, G. J. (1968). Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 361-376.

Peterman, Z.L., Hedge, C.E., and Tourtelot, H.A., Isotopic composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, vol. 34, no. 1, pp. 105–120.

Rodríguez-Navarro, A. (2000). Potassium transport in fungi and plants. *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) - Reviews on Biomembranes*, 1469(1), 1–30. doi:10.1016/s0304-4157(99)00013-1

Rossel, P., & Carvajal, F. (2020). Early Andean Magmatism in Southern Central Chile (33°–40° S). In *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 107-126). Springer, Cham.

Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M. N., Calderón, S., ... & Hoffman, D. (2014). El volcanismo jurásico superior de la Formación Río Damas-Tordillo (33°-35, 5° S): antecedentes su sobre petrogénesis, cronología, proveniencia e implicancias tectónicas. *Andean geology*, 41(3), 529-557.

Rudnick, R. L., Gao, S., Holland, H. D., & Turekian, K. K. (2003). Composition of the continental crust. *The crust*, 3, 1-64.

Semikhatov, M.A., Gorokhov, I.M., Kuznetsov, A.B., et al., he Sr isotopic composition in early Late Riphean seawater: limestones of the Lakhanda Group, the Uchur– Maya Region, *Dokl. Akad. Nauk*, 1998, vol. 360, no. 2, pp. 553–575.

Semikhatov, M.A., Kuznetsov, A.B., Gorokhov, I.M., et al., Low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in seawater of the Grenville and post-Grenville time: determining factors, *Stratigr. Geol. Correl.*, 2002, vol. 10, no. 1, pp. 1–41.

Somoza, R., & Zaffarana, C. B. (2008). Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 267-277.

Tapia, F., Muñoz, M., Farías, M., Charrier, R., & Astaburuaga, D. (2020). Middle Jurassic-Late Cretaceous Paleogeography of the Western Margin of the Neuquén Basin (34° 30'–36° S). In *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes* (pp. 269-301). Springer, Cham.

Uyeda, S. (1987). Chilean vs. Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*, 18, 1-7.

Veizer, J. and Compston, W., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, vol. 38, no. 9, pp. 1461–1484.

Veizer, J. and Compston, W., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, vol. 40, no. 8, pp. 905–914.

Veizer, J., Compston, W., Clauer, N., and Schidlowski, M., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a “mantle” event at 900 Ma ago, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1983, vol. 47, no. 2, pp. 295–302.

Veizer, J., Hoefs, J., Ridler, R.H., et al., Geochemistry of Precambrian carbonates: I. Archean hydrothermal systems, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, vol. 53, no. 4, pp. 845– 857.

Veizer, J., Clayton, R.N., and Hinton, R.W., Geochemistry of Precambrian carbonates: IV. Early Paleoproterozoic (2.25 ± 0.25 Ga) seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992a, vol. 56, no. 3, pp. 875–885.

Veizer, J., Plumb, K.A., Clayton, R.N., et al., Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992b, vol. 56, no. 6, pp. 2487–2501.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., et al., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater, *Chem. Geol.*, 1999, vol. 161, nos. 1/3, pp. 59–88.

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. O., & Cancino, A. (1995). Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 107(12), 1427-1440.

Vergara, M., López-Escobar, L., Palma, J. L., Hickey-Vargas, R., & Roeschmann, C. (2004). Late tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: new geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3), 227-238.

Vinichuk, M., Taylor, A. F. S., Rosén, K., & Johanson, K. J. (2010). Accumulation of potassium, rubidium and caesium (^{133}Cs and ^{137}Cs) in various fractions of soil and fungi in a Swedish forest. *Science of The Total Environment*, 408(12), 2543–2548. doi:10.1016/j.scitotenv.2010.02.0

Wall, R., Sellés, D. y P, G., 1999, Área Tilttil-Santiago, Región Metropolitana, Mapas Geológicos, N°11, 1 mapa escala 1:100.000: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, p. 1 anexo.

Walter, M.R., Veeres, J.J., Calver, C.R., et al., Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon and sulfur in seawater and some interpretative models, *Precambrian Res.*, 2000, vol. 100, nos. 1/3, pp. 371–433.

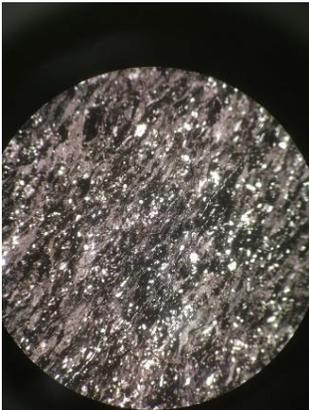
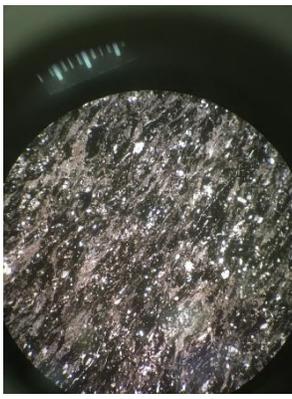
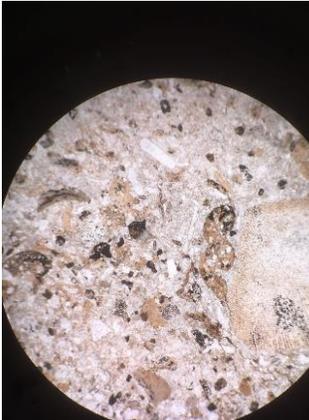
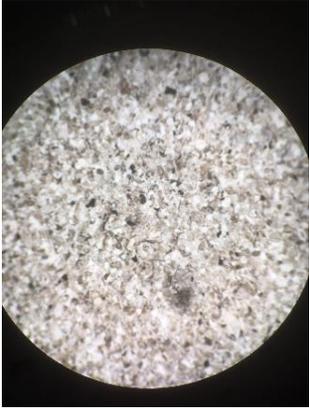
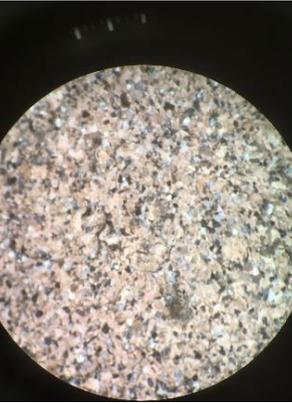
Weis, D., Kieffer, B., Maerschalk, C., Barling, J., de Jong, J., Williams, G.A., Hanano, D., Pretorius, W., Mattielli, N., Scoates, J.S., Goolaerts, A., Friedman, R.M., Mahoney, J.B., 2006. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7.

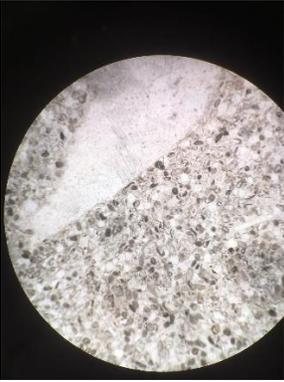
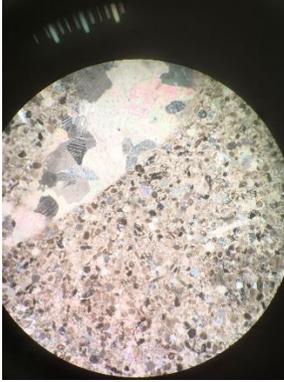
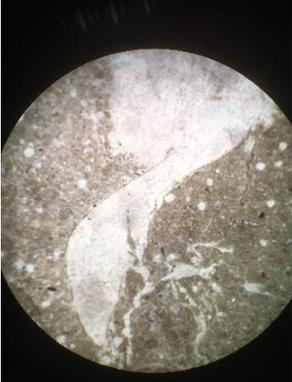
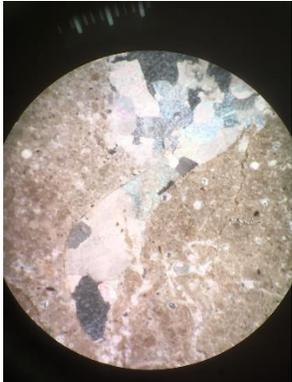
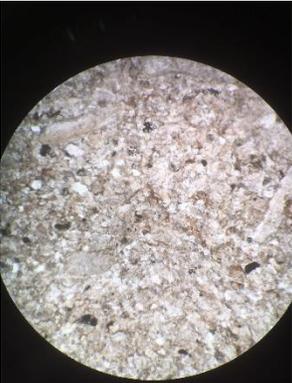
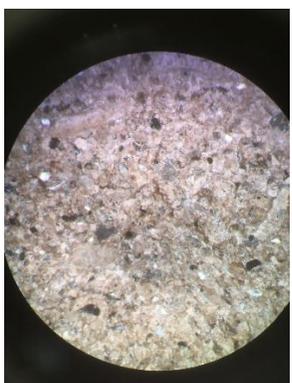
White, W. M. (2013). *Isotope geochemistry*.

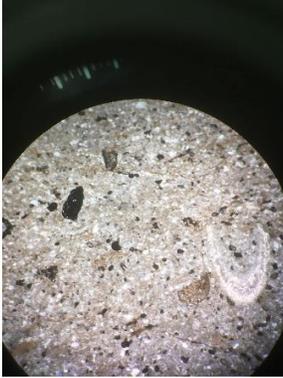
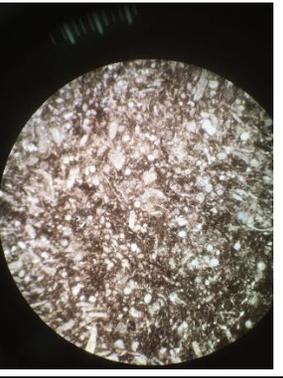
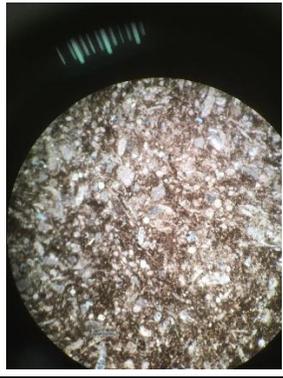
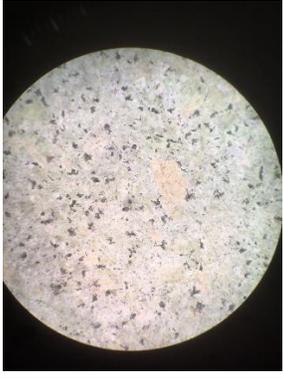
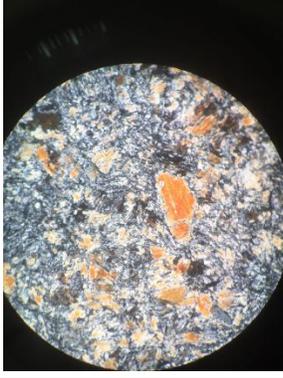
Yáñez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V. and Bosch, 2015. A. Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology*, Vol. 42 n:2, p. 147-172.

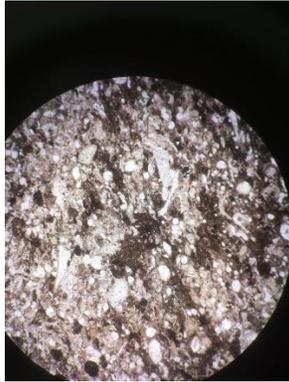
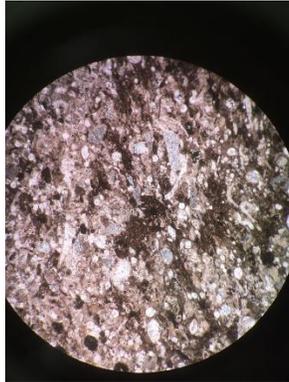
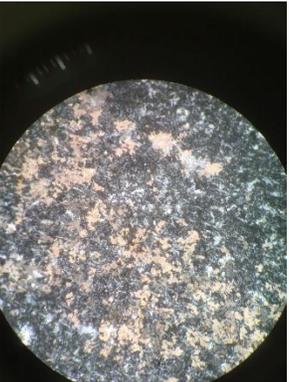
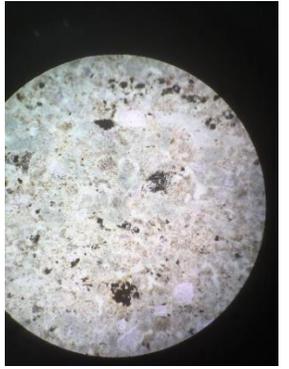
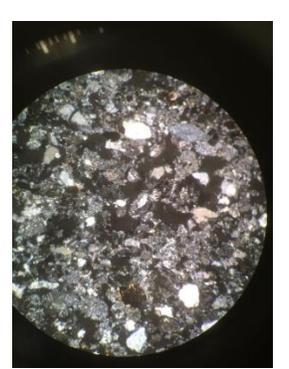
Anexos

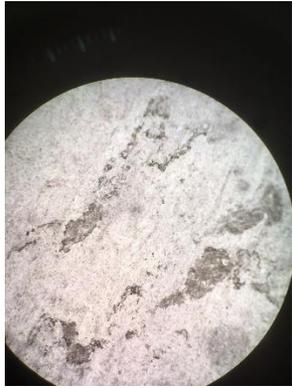
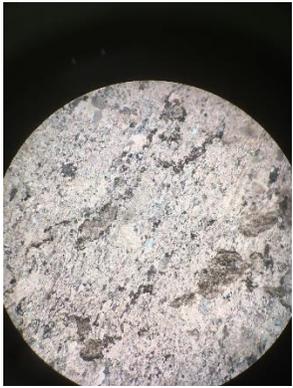
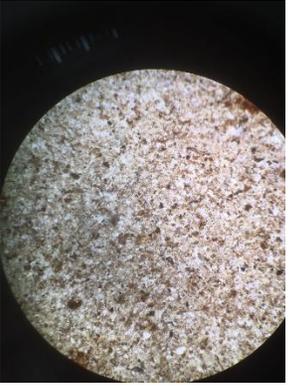
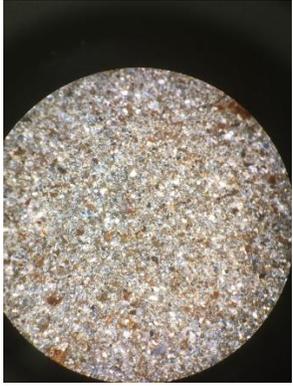
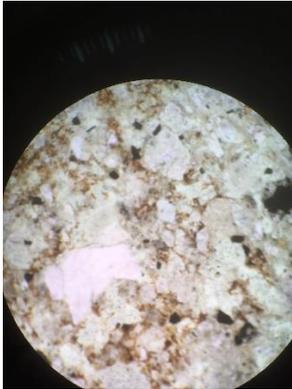
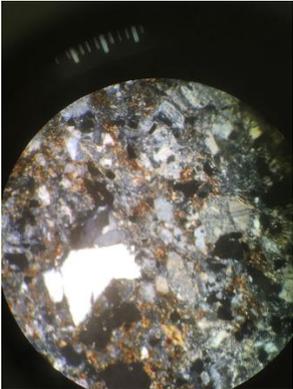
Anexo A:
Descripción de cortes transparentes

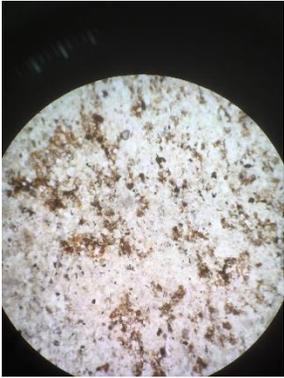
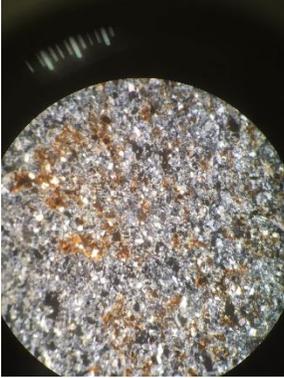
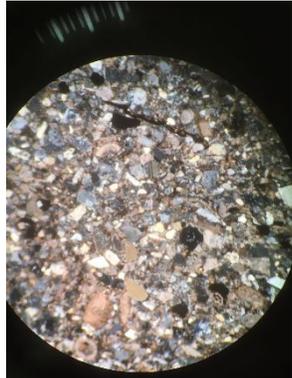
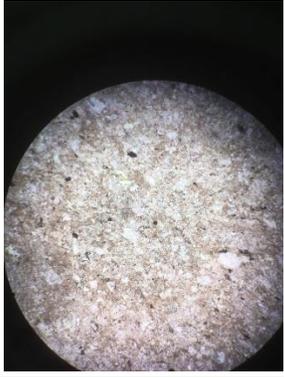
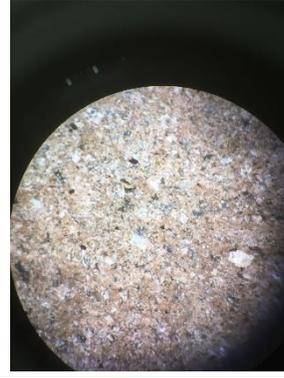
Código	JGC-2108	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Lutita			<p>Roca con tonalidades oscuras con una dirección preferencial tanto de los clastos como de la matriz. En general se observa clastos de fodo calcáreo 55% (de micrita a esparita) y algunos de cuarzo redondeados (10%). Además, se ven intercalaciones de un material muy oscuro color casi negro tanto a nicoles paralelos como cruzados, que parecieran ser aloquemos no esqueletales aplastados (35%). A luz reflejada se observan pocos óxidos.</p>
Nicoles //		Nicoles X		
				
Código	JGC-2101	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Arenisca calcárea			<p>Roca con alta presencia de restos fósiles (35%), tanto aloquemos esqueletales micritizados (40%) como no esqueletales (60%) color anaranjado a N// y pardo-negro a NX. En general se pueden observar algunos granos de cuarzo pequeños (< 5% del total). La matriz (55%) que contiene todo lo anterior corresponde a calcita de color café claro (leche), por lo que podría ser microesparita. Además, ocasionalmente se ven cristales de calcita (10%) que no conserva del todo su forma original (tiene algunas oquedades) y presenta recristalización.</p>
Nicoles //		Nicoles X		
				
Código	JGC-2103	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Arenisca calcárea			<p>Corresponde a una arenisca levemente matriz soportada (matriz 55% - clastos 45%). Los clastos corresponden a aloquemos esqueletales micritizados (40% pero con relleno más grande que micrita, en algunos casos se observa la calcita cristalizada con su clivaje característico dentro de un fósil --> esparita), aloquemos no esqueletales (20%), y otros entre los que se observan cristales de cuarzo (20%) redondeados y calcita (20%) La matriz corresponde a microesparita/pseudoesparita.</p>
Nicoles //		Nicoles X		
				

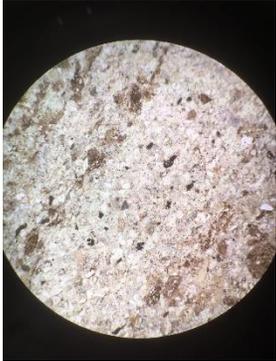
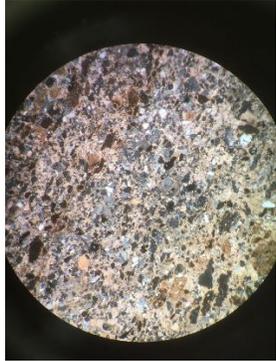
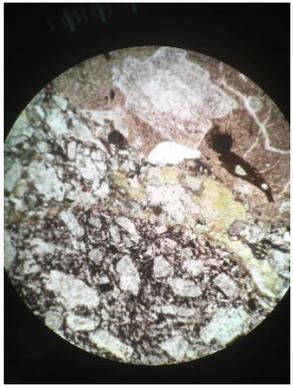
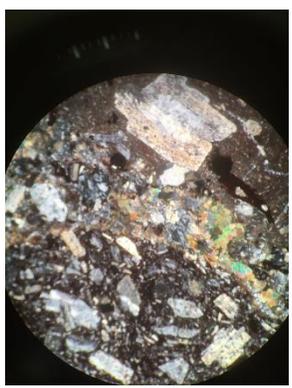
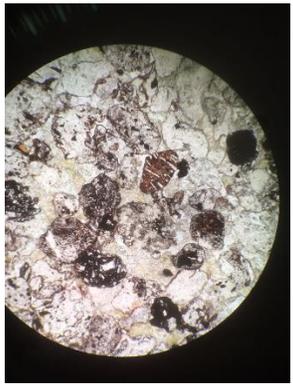
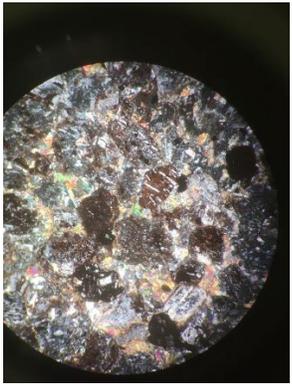
Código	JGC-2104	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Arenisca calcárea			<p>Corresponde a una arenisca levemente clasto soportada (matriz 45% - clastos 55%). Los clastos corresponden a aloquemos esqueléticos micritizados (50% pero con relleno más grande que micrita, en algunos casos se observa la calcita cristalizada con su clivaje característico dentro de un fósil --> esparita), aloquemos no esqueléticos (30%), y otros entre los que se observan cristales de cuarzo redondeados (10%). La matriz corresponde a microesparita/pseudoesparita (calcita pequeña, pero no alcanza a ser micrita, ya que tiene tonalidades claras) y en algunos casos se desarrollan grandes cristales de calcita sucios pero que preservan claramente su clivaje y tiene contacto suturado entre sí. (10%)</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2106	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Coquina			<p>Roca con matriz de micrita (60%), aloquemos esqueléticos (25%) y no esqueléticos (15%) rellenos por calcita y esparita.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2101(b)	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Arenisca calcárea			<p>Roca clasto (55%) soportada con matriz (45%) calcárea que se presenta como micrita (40%) y otras como microesparita (60% por tonalidades más claras que micrita). Los clastos parecieran ser aloquemos no esqueléticos (40%) y esqueléticos (10%). Los esqueléticos están micritizados (color claro, más grande que micrita. Sería microesparita y pseudoesparita). En los clastos también se ven cristales de Qz (30%) y espartia (20%). Además, se observan cristales que a nicoles paralelos es incoloro, con alto relieve y a nicoles cruzados es azulado/morado variando a amarillento blanco. En algunos casos los fósiles tienen rellenos de ópalo.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				

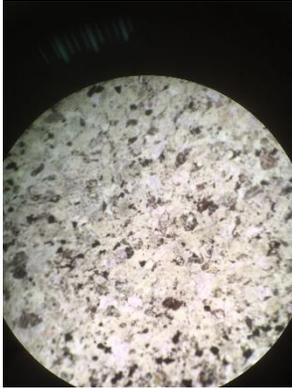
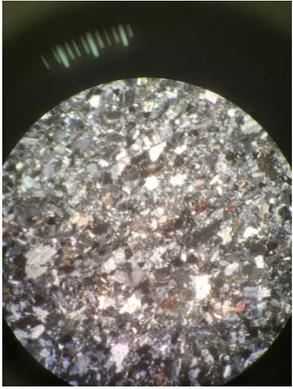
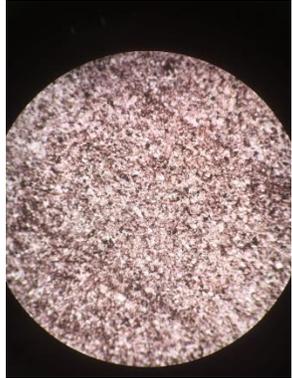
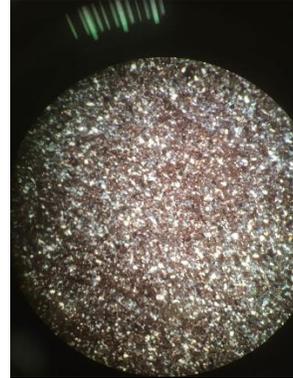
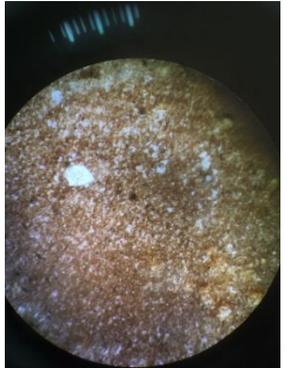
Código	JGC-2008(b)	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Arenisca calcárea			<p>Roca matriz soportada (70% matriz). Esta es principalmente de micrita y microesparita (90%). Entre sus clastos destacan cristales de cuarzo redondeados (20%), aloquemos esqueléticos micritizados (60%) (los hay con relleno de micrita y de micro a pseudo esparita, ya que los rellenos son de tonalidades claras y al girar la pátina muestran los colores de interferencia de la calcita) y aloquemos no esqueléticos (20%) (aquellos con tonalidades oscuras, negro parduzco). A luz reflejada no se observan óxidos.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2001(b)	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Arenisca calcárea			<p>Roca con alta presencia de micrita 60% (café oscuro) y restos fósiles 40% (aloquemos esqueléticos) micritizados. En algunos casos la micrita es más clara (café con leche), por lo que podría ser microesparita. Los bordes de los restos fósiles son redondeados, pero conservan sus formas alargadas. OTRA: Se trata de una arenisca calcárea que posee 65% de aloquemos esqueléticos (restos fósiles fracturados) micritizados, insertos en una matriz de micrita (35%) (lodo calcáreo pardo oscuro). Todos los aloquemos se observan redondeados y con bordes difusos, sin embargo, no se observa alteración importante, más que el reemplazo por micro o pseudo esparita. Hay vetillas de calcita que cruzan el corte. No se observan óxidos.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2110	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Yeso			<p>Se observan cristales de yeso (95 o más%) anhedrales a subhedrales que varían su tamaño y forma. Además, se observa pequeñas cavidades rellenas por micrita y posiblemente óxido sobre los cristales de yeso (tiene bordes irregulares con un material pardo anaranjado a pardo oscuro). Hay cristales de Qz.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				

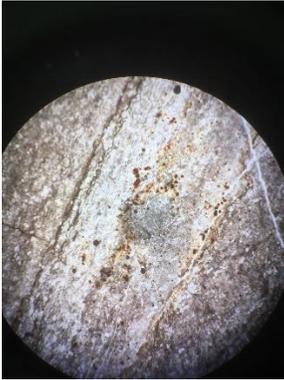
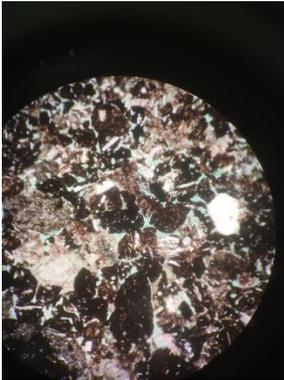
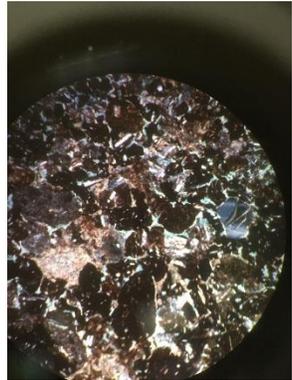
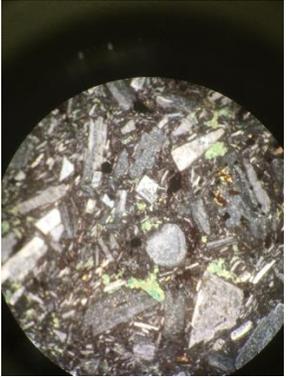
Código	JGC-2302	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Lutita			<p>Roca clasto soportada con matriz de micrita (40%) y clastos (60%) en su mayoría micritizados. La mayoría de estos son aloquemos esqueléticos redondeados (90%) y no esqueléticos (<10%). Los esqueléticos están fracturados, por lo que se hace difícil de reconocer a qué fósil pertenecen. El relleno en general tiene mayor tamaño que la micrita, pudiendo ser micro o pseudoesparita, e incluso calcita.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2001	Formación	Lo Valdés	Descripción
Litología	Ígnea ácida			<p>Roca afanítica con matriz con "granos" alineados de un mineral blanco. Se ven manchones con bordes irregulares y amoldados a su entorno que son blancos manchados y con oquedades. También se observan zonas donde hay micrita color café con leche. Roca difícil de describir. A nicols paralelos se ven tonalidades verdes color epidota, pero diseminada. Podría ser toba cloritizada, alteración de micrita. No ve qz pero sí plagioclasas. Podría ser pómez. Roca rica en vidrio desvitrificada, que se agrupa para formar qz y feld-k. También puede haber albíta, alteración HT. Plagioclasas están en buenas condiciones (no toba?).</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2801	Formación	Lo Prado	Descripción
Litología	Arenisca			<p>Roca que a N// se observa con tonalidades color epidota y algunas leves pequeñas tonalidades anaranjadas de óxidos. En NX se observa una roca matriz soportada (60% matriz, 40% clastos) en que en general todo (matriz y clastos) son andesitas fracturadas y escorias, andesitas con matriz vítrea y vesículas. Son rocas afaníticas. Se observan cristales de feldespato, plagioclasas sucias con oquedades y anhedrales. Hay pocos óxidos en los bordes de los clastos (5%)</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				

Código	JGC-2802	Formación	Lo Prado	Descripción
Litología	Caliza			<p>Cristales de calcita de diferentes tamaños. Se puede observar cierto lineamiento de los cristales más pequeños de calcita. Hay microesparita (30%), pseudoesparita (40%), esparita (15%) y cristales de calcita (10%). También se observan algunos cristales de Qz (5%).</p>
Nicoles //		Nicoles X		
				
Código	JGC-2803	Formación	Lo Prado	Descripción
Litología	Fangolita			<p>Roca matriz soportada (80%). Su matriz se compone de andesitas afaníticas muy pequeñas junto con óxidos. Entre los clastos se ven cristales de Qz redondeados (10%) y feldespatos/plagioclasas (10%). Se puede observar la gran cantidad de óxidos.</p>
Nicoles //		Nicoles X		
				
Código	JGC-2804	Formación	Lo Prado	Descripción
Litología	Arenisca			<p>Se observa roca clasto soportada (50% clastos), en que destaca la cantidad de óxidos en la matriz/cemento. En la matriz se ven andesitas pequeñas. En general los clastos son rugosos, de límites difusos, los hay de andesita afanítica (60%), Qz (20%), que están más limpios, y feldespatos/plagioclasa (20%) muy alterados que a ratos conservan sus maclas (extinción). No se descarta que haya más clastos de otros cristales/rocas. Además, se observan cavidades, vesículas en gran cantidad (10% vesículas, 40% clastos). Los óxidos destacan al borde de los clastos.</p>
Nicoles //		Nicoles X		
				

Código	JGC-2805	Formación	Lo Prado	Descripción
Litología	Arenisca			<p>Se observa roca clasto soportada (60% clastos). En general los clastos son rugosos, de límites difusos, los hay de Qz (40%) que están más limpios, y feldespatos/plagioclasas (20%) y también hay andesitas (40%). En la matriz andesítica se observan óxidos y epidota. En general los clastos tienen tonalidades de epidotas a nicoles //.</p>
Nicoles //		Nicoles X		
				
Código	JGC-2109	Formación	Río Colina	Descripción
Litología	Lutita			<p>Roca clasto soportada (70%). Sus clastos se observan subangulares a subredondeados, entre los que destacan cristales de Cuarzo fácilmente reconocibles (50%), mientras que la otra mitad de clastos (50%) están alterados y parecieran ser feldespatos, plagioclasas, otras calcitas y otros que mantienen formas subhedrales, pero no difíciles de reconocer (otros silicatos). Aparece nuevamente el cristal que a simple vista pareciera ser un tectosilicato, pero que, al mover la pátina a nicoles X, cambia de blanco sucio a azulado fuerte que tiene al morado/fucsia. En algunos casos parecieran haber restos fósiles micritizados. Además, el cemento es de micrita y la matriz se alterna entre micrita y granos pequeños similares a los descritos. Hay presencia de óxidos, pero no toma tonalidades anaranjadas.</p>
Nicoles //		Nicoles X		
				
Código	JGC-1903(b)	Formación	Río Colina	Descripción
Litología	Arenisca calcárea			<p>Roca matriz soportada (75% matriz). Esta es principalmente de micrita (lodo pardo y grisáceo). Las zonas grisáceas tienen colores de interferencia que podría asociarse a micro o pseudoesparita). Los clastos son aloquemos esqueletales (50%) muy fracturados y casi irreconocibles. Además, hay aloquemos no esqueletales (30%) y otros granos que en algunos casos son de cuarzo. También se ven desarrollados cristales de calcita grandes en relación con los aloquemos y la matriz. Todo está muy fracturado y sucio. Se pueden ver tonalidades leves de óxidos, pero no destaca.</p>
Nicoles //		Nicoles X		
				

Código	JGC-1901(b)	Formación	Río Colina	Descripción
Litología	Lutita			<p>Roca matriz soportada (55% matriz, 45% clastos). En su mayoría los clastos corresponden a cristales redondeados de cuarzo, que en general se preservan, pero muestran muy pequeñas "oquedades" o suciedad. La matriz muestra intercalaciones de micrita y cristales de calcita levemente desarrollados, con zonas silíceas. En general se observan algunos óxidos a luz reflejada, pero leve, ya que está "mezclado" con micrita.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2204b	Formación	Río Damas	Descripción
Litología	Conglomerado			<p>Conglomerado con clastos de andesita y escoria, en el corte se ven dos clastos grandes. Todas las plagioclasas se presentan sucias y fracturadas, con oquedades rellenas por epidota, clorita y por un material café oscuro. En algunos casos las plagioclasas llegan incluso a estar 100% reemplazadas por epidota. También parecieran haber oquedades de minerales que ya no están, pero se conservan formas prismáticas rellenas en algunos casos por óxidos. El corte muestra dos clastos y entre medio de estos, en la matriz, se observa una gran cantidad de epidota. Minerales opacos muy alterados a óxidos y fracturados (luz transmitida).</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2203	Formación	Río Damas	Descripción
Litología	Arenisca			<p>Roca clasto soportada con cemento de epidota, clastos (60%) y matriz (40%) andesítica. Los clastos corresponden andesitas y escorias redondeados (90% de los clastos) y cuarzos pequeños (10%). Las andesitas poseen plagioclasas y feldespatos, ambos rotos y con oquedades (50%) insertas en una masa fundamental afanítica con vesículas (20%). Las escorias también presentan estas plagioclasas y feldespatos. Mucha alteración, se presenta en los bordes de los clastos un mineral pequeño color café oscuro (¿¿arcillas?? u óxidos). Todos los minerales opacos se ven como alterados a arcillas (color café oscuro).</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				

Código	JGC-2202	Formación	Río Damas	Descripción
Litología	Arenisca			<p>A N// la roca se observa con tonalidades de epidota. A NX se ve una roca clasto soportada (55% clastos, 45% matriz). La matriz es andesítica afanítica con plagioclasas tabulares. Los clastos son de andesita (15%), cuarzo (40%) y plagioclasa/feldespatos (45%). Se observa epidota de cemento (5% de la matriz). También hay óxidos en la matriz (10%).</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2201	Formación	Río Damas	Descripción
Litología	Fangolita			<p>Roca matriz soportada (70% matriz, 30% clastos) con clastos pequeños de cuarzo redondeado (80%) y plagioclasas (15%), junto con otros minerales alterados óxidos (5%). La matriz está saturada de óxidos anaranjados.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2902	Formación	Las Chilcas	Descripción
Litología	Caliza			<p>Roca matriz soportada. Con un 80% de matriz, esta se compone principalmente de micrita (lodo calcáreo pardo rojizo oscuro). Entre los clastos se pueden observar cuarzo pequeño y aloquemos. Sin embargo, el cuarzo suele presentarse como si hubiese sido un fluido y no como cristales. Se ven óxidos que toman tonalidades anaranjadas en toda la matriz y destaca un aloquemos esquelético micritizado. Es difícil observar cualquier tipo de cristal bien formado. Muy oxidada.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				

Código	JGC-2903	Formación	Las Chilcas	Descripción
Litología	Caliza bituminosa			<p>La roca en general presenta laminaciones tipo estratificaciones pequeñas, en donde se pueden ver secuencias de distintos tipos. Se compone principalmente de una matriz de micrita (lodo calcáreo) que en ocasiones es más pardo oscuro (45%) (cristales indistinguibles) y en otras toma un color más claro (55%) (cristales de microesparita). Entre estos 2 hay aproximadamente un 65%. Se observa una gran cantidad de restos fósiles, restos de conchas (alóqueos esqueléticos) aprox. 30%, micritizados. En algunos casos se puede observar boxwork de pirita rellenos con óxidos de Fe (5%), asociado a vetillas de calcita. Pareciera que hay compactación, estilolitas. No se observa sílice fácilmente, no se descarta.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2205	Formación	Colimapu	Descripción
Litología	Arenisca			<p>Roca clasto soportada (60% clastos) con clorita en la matriz (cemento). Los clastos corresponden a rocas porfíricas (50%) con masa fundamental vítrea y plagioclasas tabulares, las cuales están alteradas a epidota. También hay clastos de escoria (30%). En general todo está muy oxidado. También hay clastos de Qz (20%). Todo tiene bordes difusos. Todo con una arcilla/óxido.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				
Código	JGC-2103	Formación	Colimapu	Descripción
Litología	Andesita			<p>Roca ácida (leucocrática?) con textura porfírica, plagioclasas tabulares (50-60%) en matriz andesítica (50-40%). Se observan vesículas (20%) en la matriz. Hay clorita y epidota (10%) tanto en la matriz y en menor medida en las plagioclasas, que la presentan en sus "oquedades", tanto que la extinción pierde su color normal y tiende al pardo. Hay minerales opacos muy alterados a arcilla/óxido.</p>
	Nicoles //	Nicoles X		
				

Anexo B:

Tabla de base de datos isotópicos de Sr en la cuenca del río Maipo.

Ubicación	Longitud UTM E	Latitud UTM N	Formación	Roca	Clasificación	Clasificación %SiO2	Edad	Sr [ppm]	Rb [ppm]	87Sr / 86Sr	Muestra	Referencia
Batolito San Francisco	376951	6330797	Abanico/Farellones?	Intrusivo	Monzodiorita cuarcífera	Intermedia	Mioceno tardío	504.000	96	0.703981	FA-7	Memoria de Título DANIELA JEREZ, 2007
Batolito San Francisco	375119	6322915	Abanico/Farellones?	Intrusivo	Monzodiorita cuarcífera	Intermedia	Mioceno medio	489.04	109.22	0.703921	FA-8	Memoria de Título DANIELA JEREZ, 2007
Intrusivo Yerba Loca	377608	6315231	Abanico/Farellones?	Intrusivo	Monzodiorita cuarcífera	Intermedia	Mioceno medio	528.01	112.83	0.703879	FA-10	Memoria de Título DANIELA JEREZ, 2007
Intrusivo Yerba Loca	377445	6315160	Abanico/Farellones?	Intrusivo	Monzodiorita cuarcífera	Intermedia	Mioceno medio	599.18	91.31	0.703835	FA-11	Memoria de Título DANIELA JEREZ, 2007
Maipo	435,126.2657	6217329.112	Volcán Maipo	Lava		Intermedia	Holoceno	513.38	70.69	0.705448	127313	Holm et al. (2014)
Maipo	434501.3102	6214441.634	Volcán Maipo	Lava		Acida	Holoceno	384.5	139.92	0.705413	127314	Holm et al. (2014)
Maipo	431804.7688	6217860.047	Volcán Maipo	Lava		Acida	Holoceno	418.8	105.08	0.705281	127315	Holm et al. (2014)
Maipo	431804.7688	6217860.047	Volcán Maipo	Lava		Intermedia	Holoceno	501.38	65	0.704916	127316	Holm et al. (2014)
Maipo	434111.0392	6217543.828	Volcán Maipo	Lava		Intermedia	Holoceno	512.66	77.67	0.70501	127317	Holm et al. (2014)
Maipo			Ignimbrita Diamante	Ignimbrita		Acida	Holoceno	51.57	147.75	0.705581	127331	Holm et al. (2014)
Cerro Listado series	417129.9652	6209757.628		lava	Cpx rhyolite	Acida	Pleistoceno	142.17	116.58	0.70565	MM13	Muñoz-Gómez et al. (2020)
Cerro Listado series	417129.9652	6209757.628		lava	Bt rhyolite	Acida	Pleistoceno	141.07	112.19	0.70567	MM14	Muñoz-Gómez et al. (2020)
Paso Colina stock	416739.8371	6254111.255		intrusive	Amph diorite	Intermedia	Pleistoceno	445.19	58.42	0.70496	MM4	Muñoz-Gómez et al. (2020)
Los Lunes stock	398138.0679	6263171.553		intrusive	Bt andesitic dike	Intermedia	Pleistoceno	588.52	47.73	0.70447	RB11	Muñoz-Gómez et al. (2020)

Valle Río el Volcán	397463	6255795	Abanico	Lava	Basalto	Basica	Mioceno temprano	395	8	0.70347	MV66	Muñoz et al. (2006)
Valle Río el Volcán	397463	6255795	Abanico	Lava	Andesita basáltica	Basica	Mioceno temprano	571	12.7	0.70378	VAL126	Muñoz et al. (2006)
Valle Río el Volcán	397463	6255795	Abanico	Lava	Basalto	Basica	Mioceno temprano	429	11	0.70371	MV83	Muñoz et al. (2006)
Valle Río el Volcán	394213	6255795	Abanico	Lava	Andesita	Intermedia	Mioceno temprano	676	72	0.70388	RB18	Muñoz et al. (2006)
Valle Río el Volcán	394213	6255795	Abanico	Lava	Basalto	Basica	Mioceno temprano	603	16.1	0.70372	VAL159	Muñoz et al. (2006)
Valle Río el Volcán	394213	6255795	Abanico	Lava	Basalto	Basica	Mioceno temprano	588	15	0.70372	MV126	Muñoz et al. (2006)
Valle Río el Volcán	392713	6255795	Abanico	Lava	Andesita basáltica	Intermedia	Mioceno temprano	423	47	0.70385	RB17	Muñoz et al. (2006)
Valle Río el Volcán	397463	6255795	Abanico	Dique	Dique	Intermedia	Mioceno temprano	510	2	0.7038	MV-56	Muñoz et al. (2006)
Manquehue	348691.435	6306814.489		Stock	Amphibole dacitic	Intermedia	Mioceno temprano	723	16	0.703745	AG-451	Vergara et al. (2004)
	332694	6382660	Las Chilcas	Volcanicas	Dacita	Acida	Cretácico Superior	126	198	0.71025	CN53	Hollings et al. (2005)
	333270	6403138	Las Chilcas	Volcanicas	Andesita basáltica	Intermedia	Cretácico Superior	557	164	0.70511	CN62	Hollings et al. (2005)
	341115	6432033	Salamanca	Volcanicas	Andesita basáltica	Intermedia	Mioceno medio	579	13	0.70366	CN69	Hollings et al. (2005)
	362505	6386025	Salamanca	Volcanicas	Andesita basáltica	Intermedia	Mioceno medio	532	29	0.7039	CN46	Hollings et al. (2005)
	360278	6385561	Salamanca	Volcanicas	Basalto	Basica	Mioceno medio	475	9	0.70372	CN48	Hollings et al. (2005)
	366138	6405920	Abanico	Volcanicas	Riolita	Acida	Mioceno temprano	300	78	0.70411	CN18	Hollings et al. (2005)
	402516	6356991	Abanico	Volcanicas	Andesita basáltica	Intermedia	Mioceno temprano	519	63	0.70528	CA60	Hollings et al. (2005)
	355172	6380382	Abanico	Volcanicas	Dacita	Acida	Mioceno temprano	819	23	0.70379	CN37	Hollings et al. (2005)
	357339	6384670	Abanico	Volcanicas	Andesita basáltica	Intermedia	Mioceno temprano	534	8	0.70379	CN41	Hollings et al. (2005)
	382806	6328260	Farellones	Volcanicas	Andesita basáltica	Intermedia	Mioceno medio	740	55	0.70399	CA13	Hollings et al. (2005)
	367171	6210416	Farellones	Volcanicas	Basalto	Basica	Mioceno medio	534	32	0.70397	CE21	Hollings et al. (2005)
	377679	6213732	Farellones	Volcanicas	Andesita basáltica	Intermedia	Mioceno tardío	640	14	0.70397	CE44	Hollings et al. (2005)

	377679	6213732	Farellones	Volcanicas	Andesita basáltica	Intermedia	Mioceno tardío	527	14	0.70414	CE45	Hollings et al. (2005)
	381726	6332690	La Copa (?)	Volcanicas	Riolita	Acida	Plioceno	788	108	0.70429	CA30	Hollings et al. (2005)
Cerro Mesón Alto	401,432	6,276,245		Intrusivo		Acida	Mioceno tardío	337	51	0.704188	FA-1	Deckart et al. 2010
Cerro Mesón Alto	-			Intrusivo		Acida	Mioceno tardío	338	60	0.704146	FA-3	Deckart et al. 2010
La Gloria pluton	392,427	6,293,008		Intrusivo		Intermedia	Mioceno tardío	569	65	0.704121	FA-4	Deckart et al. 2010
La Gloria pluton				Intrusivo		Acida	Mioceno tardío	375	99	0.704183	FA-5	Deckart et al. 2010
La Gloria pluton	391,979	6,293,338		Intrusivo		Acida	Mioceno tardío	504	70	0.704081	FA-6	Deckart et al. 2010
San Francisco Batholith	376,951	6,330,797		Intrusivo		Intermedia	Mioceno tardío	504	96	0.703995	FA-7	Deckart et al. 2010
San Francisco Batholith	375,119	6,322,915		Intrusivo		Intermedia	Mioceno medio	489	109	0.703939	FA-8	Deckart et al. 2010
Yerba Loca	377,608	6,315,231		Intrusivo		Intermedia	Mioceno medio	528	113	0.703897	FA-10	Deckart et al. 2010
Yerba Loca	377,445	6,315,160		Intrusivo		Intermedia	Mioceno medio	599	91	0.703853	FA-11	Deckart et al. 2010
Cordón de los Ratones Norte	347774	6274319	Estratos del Cordón de los Ratones	Intrusive	Pyroxene dacite?	Acida	Eoceno medio	338	35	0.704	CR020	Muñoz-Gómez et al. 2019
Cerro negro	344883	6276781	Estratos del Cordón de los Ratones	Intrusive	Pyroxene dacite?	Acida	Eoceno medio	227	61	0.7043	CR024	Muñoz-Gómez et al. 2019
Cordón de los Ratones Sur	345396	6270479	Estratos del Cordón de los Ratones	Lava	Andesita basáltica (px-ol)	Intermedia	Eoceno medio	482	17	0.7039	CR031	Muñoz-Gómez et al. 2019
Diamante-Maipo Caldera	421745.0762	6214079.971	Volcán Maipo	Lava	Andesita basáltica	Intermedia	Pleistoceno	551.69	35.98	0.704936	G0020315-1	Weiser et al., 2019
Diamante-Maipo Caldera	420168.0013	6216233.142	Volcán Maipo	Lava	Andesita basáltica	Intermedia	Pleistoceno	546.1	39.08	0.704937	G0020315-2	Weiser et al., 2019
Diamante-Maipo Caldera	421090.0186	6211483.877	Volcán Maipo	Lava	Andesita basáltica	Intermedia	Pleistoceno	562.79	45.14	0.704909	G0030315-1	Weiser et al., 2019
Diamante-Maipo Caldera	416529.9235	6215761.941	Volcán Don Casimiro	Lava	Andesita basáltica	Intermedia	Pleistoceno	573.12	36.3	0.704892	G0030315-4	Weiser et al., 2019
Diamante-Maipo Caldera	417868.9483	6214260.03	Volcán Don Casimiro	Lava	Andesita basáltica	Intermedia	Pleistoceno	587.51	34.67	0.704505	G0270215-1C	Weiser et al., 2019
Diamante-Maipo Caldera	417868.9483	6214260.03	Volcán Don Casimiro	Lava	Andesita basáltica	Intermedia	Pleistoceno	568.78	30.82	0.704425	G0270215-1D	Weiser et al., 2019

	302097.906	6256003.762	Fm. Horqueta	Lava	Andesita basáltica calcoalcalina K	Intermedia	Jurásico Superior	366	148	0.70505	MEL-21	Vergara et al. 1995
	298993.455	6258402.656	Fm. Horqueta	Lava	Andesita calcoalcalina K	Intermedia	Jurásico Superior	343	91	0.70472	MEL-22	Vergara et al. 1995
	322065.168	6301847.326	Fm. Veta Negra	Lava	Basalto	Basica	Cretácico Inferior	621	68	0.70378	BUS-19	Vergara et al. 1995
	325663.509	6301423.992	Fm. Veta Negra	Lava	Andesita Basáltica shoshonítica	Intermedia	Cretácico Inferior	694	113	0.7037	BUS-35	Vergara et al. 1995
	311187.88	6396435.5	Fm. Veta Negra	Lava	Andesita shoshonítica	Intermedia	Cretácico Inferior	429	165	0.7038	CER-73	Vergara et al. 1995
	300605.63	6389953.93	Lo Prado	Lava	Basalto	Basica	Cretácico Inferior	528	44	0.70385	SOL-52	Vergara et al. 1995
	300605.63	6389953.93	Lo Prado	Ignimbrita	Riolita	Acida	Cretácico Inferior	58	184	0.70455	SOL-59	Vergara et al. 1995
	323493.921	6303805.247	Fm. Veta Negra	Ignimbrita	Riolita	Acida	Cretácico Inferior	53	107	0.70385	BUS-14	Vergara et al. 1995
	365458.996	6307107.42	Abanico	Lava	Andesita	Intermedia	Oligoceno	364	48	0.7036	MAP-25	Nyström et al. (2003)
	364980.628	6306768.753	Abanico	Lava	Basalto	Basica	Oligoceno	505	24	0.7035	MAP-23	Nyström et al. (2003)
	364684.294	6306734.886	Abanico	Lava	Andesita-basáltica	Intermedia	Oligoceno	398	10	0.70355	MAP-19	Nyström et al. (2003)
	362410.99	6307539.221	Abanico	Piroclasto	Riolita	Acida	Oligoceno	218	35	0.70359	MAP-5	Nyström et al. (2003)
	382085.351	6314939.389	Farellones	Lava	Andesita-basáltica	Intermedia	Mioceno	738	23	0.70374	FAR-76	Nyström et al. (2003)
	381810.183	6314939.389	Farellones	Lava	Andesita-basáltica	Intermedia	Mioceno	765	42	0.70381	FAR-74	Nyström et al. (2003)
	381596.752	6314602.486	Farellones	Lava	Andesita-basáltica	Intermedia	Mioceno	717	44	0.70381	FAR-78	Nyström et al. (2003)
	381602.044	6313104.941	Farellones	Lava	Andesita	Intermedia	Mioceno	494	66	0.70369	FAR-90	Nyström et al. (2003)
	381411.544	6313395.983	Farellones	Lava	Dacita	Acida	Mioceno	320	84	0.70371	FAR-87	Nyström et al. (2003)
	378824.09	6309815.987	Farellones	Lava	Riolita	Acida	Mioceno	79	142	0.7037	FAR-12	Nyström et al. (2003)
	379388.535	6311553.421	Farellones	Lava	Andesita-basáltica	Intermedia	Mioceno	500	21	0.70382	FAR-1	Nyström et al. (2003)
	379168.049	6310909.601	Farellones	Lava	Andesita-basáltica	Intermedia	Mioceno	308	33	0.70387	FAR-9	Nyström et al. (2003)

	376269.466	6308811.345	Farellones	Lava	Andesita-basáltica	Intermedia	Mioceno	360	45	0.70389	FAR-24	Nyström et al. (2003)
	375770.46	6308583.803	Farellones	Lava	Dacita	Acida	Mioceno	364	52	0.70363	FAR-35	Nyström et al. (2003)
	375738.71	6309695.055	Farellones	Lava	Andesita-basáltica	Intermedia	Mioceno	545	29	0.70364	FAR-107	Nyström et al. (2003)
	374008.332	6309472.804	Farellones	Piroclasto	Riolita	Acida	Mioceno	52	142	0.70337	FAR-123	Nyström et al. (2003)
	372872.502	6314188.467	Farellones	Lava	Andesita-basáltica	Intermedia	Mioceno	502	38	0.70381	FAR-71	Nyström et al. (2003)
	372487.268	6311138.767	Farellones	Piroclasto	Riolita	Acida	Mioceno	109	148	0.70351	MAP-38	Nyström et al. (2003)
El Teniente	367,214	6,226,324	Quebrada los Sapos	Dique		Basica	Plioceno	680	21	0.704252	AS2003-03	Stern et al. (2011)
El Teniente	375,300	6,223,900	Mina el Teniente	Dique		Intermedia	Plioceno	860	36	0.70435	KET-142B	Stern et al. (2011)
El Teniente	366088.11	6226695.06	Mina el Teniente	Dique		Intermedia	Plioceno	916	40	0.70425	TTc1	Stern et al. (2011)
El Teniente	365,170	6,225,750	Caletones	Dique		Intermedia	Plioceno	871	39	0.70434	Ttc8	Stern et al. (2011)
Marmolejo	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	708	54.9	0.70481	MA-1	Futa & Stern (1988)
Maipo	419816.6419	6218652.569	Volcán Maipo	Lava / Roca volcánica	Rhyolite	Acida	Holoceno	64	141	0.70591	MP-11	Futa & Stern (1988)
Maipo	419816.6419	6218652.569	Volcán Maipo	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Holoceno	601	21.9	0.70492	MP-8	Futa & Stern (1988)
Casimiro (Maipo)	423494.3101	6219792.143	Volcán Maipo - Casimiro	Lava		Intermedia	Holoceno	665	39.6	0.70451	C662	Hickey et al. (1986)
Casimiro (Maipo)	423494.3101	6219792.143	Volcán Maipo - Casimiro	Lava		Intermedia	Holoceno	662	40.3	0.70455	C663	Hickey et al. (1986)
Casimiro (Maipo)	423494.3101	6219792.143	Volcán Maipo - Casimiro	Lava		Intermedia	Holoceno	591	24.6	0.70441	C664	Hickey et al. (1986)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	872	54	0.70458	T12	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	719	40	0.7048	T15	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	788	59	0.70461	T17	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Acida	Pleistoceno	793	60	0.70468	T20	Hildreth & Moorbath (1988)

Tupungatito	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungatito	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Holoceno	589	86	0.70489	T29	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungatito	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungatito	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Holoceno	634	62	0.70488	T32	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungatito	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungatito	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Holoceno	630	62	0.70499	T33	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	723	67	0.70487	T41	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungatito	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungatito	Lava / Roca volcánica	Dacite	Acida	Holoceno	457	163	0.70484	T48	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	692	61	0.70483	T49	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Acida	Pleistoceno	733	57	0.70466	T5	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Acida	Pleistoceno	702	72	0.70475	T53	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	673	72	0.70474	T55	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425605.4123	6304081.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	732	63	0.7047	T57	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungatito	425606.4123	6304082.676	Volcán Tupungatito	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Holoceno	549	122	0.70481	T6	Hildreth & Moorbath (1988)
Tupungato	425607.4123	6304083.676	Volcán Tupungato	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	741	64	0.70476	T65	Hildreth & Moorbath (1988)
Coatepeque/Cerro Alto	425690.749	6292994.436	Volcán Coatepeque/Cerro Alto	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	856	46	0.70468	T100	Hildreth & Moorbath (1988)
Coatepeque/Cerro Alto	425690.749	6292994.436	Volcán Coatepeque/Cerro Alto	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	705	50	0.70492	T109	Hildreth & Moorbath (1988)
Coatepeque/Cerro Alto	425690.749	6292994.436	Volcán Coatepeque/Cerro Alto	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	554	95	0.70481	T110	Hildreth & Moorbath (1988)
Coatepeque/Cerro Alto	425690.749	6292994.436	Volcán Coatepeque/Cerro Alto	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	739	50	0.70487	T84	Hildreth & Moorbath (1988)

Coatepeque/Cerro Alto	425690.749	6292994.436	Volcán Coatepeque/Cerro Alto	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	747	42	0.70488	T85	Hildreth & Moorbath (1988)
Coatepeque/Cerro Alto	425690.749	6292994.436	Volcán Coatepeque/Cerro Alto	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	712	61	0.70508	T88	Hildreth & Moorbath (1988)
Coatepeque/Cerro Alto	425690.749	6292994.436	Volcán Coatepeque/Cerro Alto	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	771	68	0.70463	T95	Hildreth & Moorbath (1988)
Coatepeque/Cerro Alto	425690.749	6292994.436	Volcán Coatepeque/Cerro Alto	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	727	46	0.70484	T99	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	647	55	0.70476	CM1	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Dacite	Acida	Pleistoceno	368	102	0.7056	CM11	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	488	67	0.70502	CM11A	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	413	82	0.70541	CM12	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Dacite	Acida	Pleistoceno	383	106	0.70556	CM16	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	516	57	0.7052	CM16A	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Dacite	Acida	Pleistoceno	339	109	0.70566	CM18	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	426	82	0.70536	CM19	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	473	61	0.70508	CM19A	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Dacite	Intermedia	Pleistoceno	425	166	0.70488	CM2	Hildreth & Moorbath (1988)

Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	528	65	0.70489	CM22	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	481	66	0.7054	CM27	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	596	51	0.70494	CM3	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Dacite	Acida	Pleistoceno	469	109	0.70533	CM5	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Dacite	Acida	Pleistoceno	460	94	0.7052	CM7	Hildreth & Moorbath (1988)
Marmolejo (inc. San Jose & Espiritu Santo)	416671.982	6261872.85	Volcán San José - Marmolejo	Lava / Roca volcánica	Andesite	Intermedia	Pleistoceno	627	12	0.70494	CM7A	Hildreth & Moorbath (1988)
Boca Río Maipo (San Antonio)				Sedimentaria		Sedimentaria	Holoceno	432	54	0.70494-+5	SED-1	Hildreth & Moorbath (1988)
Boca Río Aconcagua (Concón)				Sedimentaria		Sedimentaria	Holoceno	396	57	0.70410-+5	SED-3	Hildreth & Moorbath (1988)